AMAZONIANA	V	1	77 – 134	Kiel, April 1974

Zur ökologischen Gliederung Amazoniens

I. Die erdgeschichtliche Entwicklung Amazoniens

von

E.J. Fittkau

Max-Planck-Institut für Limnologie, Abteilung Tropenökologie, Plön, Deutschland

Inhaltsverzeichnis

I. Einleitung

In vorhergegangenen Arbeiten war der Versuch unternommen worden (FITTKAU 1964; 1967; 1969; 1970a; 1970b; 1971), das ausgedehnte und landschaftlich wenig differenzierte Regenwaldgebiet Amazonien auf Grund geochemischer, floristischer und faunistischer Befunde ökologisch zu untergliedern. Dabei wurde neben dem zentralen Raum, Zentralamazonien, ein nördliches, ein südliches und ein westliches Randgebiet abgegrenzt. Als Grundlage für die geochemische Beurteilung der aufgezeigten ökologischen Regionen diente der Chemismus der Fließgewässer. Durch limnologische Untersuchungen war erwiesen (SIOLI 1950; 1953; 1954a, b; 1955; 1957; 1964; 1965), daß in Amazonien enge Beziehungen zwischen den Böden und dem bodennahen Gestein des Einzugsgebietes eines Fließgewässers und seinem Elektrolytgehalt bestehen. Bei der bisher vorgeschlagenen ökologischen Gliederung wurde vorausgesetzt, daß die lokal beobachteten geochemischen Beziehungen zwischen Gewässer und Böden Rückschlüsse auf das gesamte Einzugsgebiet des Amazonas auf Grund seines nur wenig differenzierten geologischen und geomorphologischen Aufbaues gestatten. In dem jetzt vorgelegten Beitrag "Zur ökologischen Gliederung Amazoniens" werden zur Begründung dieser Gliederung weitere geochemische und biologische Befunde herangezogen und in einen umfassenden ökologischen Rahmen gestellt.

Das wesentliche Anliegen dieser Arbeit soll der Hinweis sein, daß in den aquatischen ebenso wie in den terrestrischen Lebensräumen Amazoniens das Nährstoffangebot ein ökologischer Faktor von grundlegender Bedeutung ist und im allgemeinen stärker als andere Umweltbedingungen die Struktur der Ökosysteme bestimmt.

Eine ökologische Diskussion, die auf die Geochemie eines Gebietes eingeht, muß von Voraussetzungen ausgehen, die ihr die Erdwissenschaften liefern. Selbst bei Berücksichtigung der derzeitig gegebenen klimatischen und hydrologischen Bedingungen wird man nur mit Hilfe der Geologie und Geomorphologie Amazoniens die geochemischen Verhältnisse der Böden und bodennahen Gesteine dieser Region verstehen können. Die Einbeziehung geologischer Fakten in eine ökologische Studie über Amazonien wird jedoch dadurch erschwert, daß z.Z. keine moderne umfassende Darstellung der Geologie des von der Hylaea eingenommenen Teiles Südamerikas vorliegt. Die einzige geologische Übersicht über das Einzugsgebiet des Amazonas seit KATZER (1903) stammt von LOCZY (1963; 1966). Diese sehr informative, aus der Erdölprospektion erwachsene Arbeit beschränkt sich aber fast ausschließlich auf das Palaeozoikum und Mesozoikum und geht nur wenig auf die jüngere geologische Ausgestaltung des Gebietes, insbesondere während des Tertiär und Quartär, ein. In dem hiermit vorgelegten Überblick über die geologische Entwicklung Amazoniens sind z.Z. erreichbare geologische und geomorphologische Daten und Beobachtungen zusammengetragen, die zum Verständnis der Geochemie des amazonischen Raumes notwendig erscheinen. Diese Zusammenstellung mag gleichzeitig als Orientierungshilfe für geologisch interessierte Ökologen dienen, solange keine von fachkundiger Hand geschriebene moderne Geologie Amazoniens vorliegt. Die Ausführungen basieren auf den umfassenden Beiträgen zur Geologie Südamerikas von JENKS et al. (1956) und zur Geologie Brasiliens von OLIVEIRA und LEONARDOS (1943) und von BEURLEN (1970), ferner auf der Carte Géologique de l'Amérique du Sud (1964) und zahlreichen weiteren Arbeiten. Da in dem vorliegenden Rahmen eine Diskussion der noch offenen Fragen zur Geologie Südamerikas nicht möglich ist, werden vor allem dort Autoren zitiert, wo die Aussage neu ist oder auch hypothetisch bleibt. Ausführliche Literaturhinweise finden sich in den erwähnten Arbeiten und in der Bibliographie der Geologie Amazoniens von LOEWENSTEIN et al. (1969).

Für wertvolle Hilfe bei der Fertigstellung des Manuskripts danke ich den Herren Dr. M. Grabert, Krefeld, und Dr. G. Ludwig, Hannover.

II. Die Abgrenzung Amazoniens

Unter dem geographischen Begriff Amazonien oder Amazonasgebiet wird allgemein das Tiefland im Einzugsgebiet des Amazonas verstanden, das überwiegend von tropischem Regenwald bedeckt ist. Bei einer solchen Abgrenzung werden meist gleichzeitig auch jene Waldgebiete von Amapá und Pará und dem Norden vom Staat Maranhão in das Amazonasgebiet mit eingeschlossen, die, genau genommen, nicht mehr dazu gehören, da sie nicht in das Amazonasflußsystem entwässern.

Versucht man aber, das äquatoriale Waldgebiet Südamerikas, dessen Hauptteil im Amazonaseinzugsgebiet liegt, als eine ökologische und biogeographische Einheit zu betrachten, erweist sich diese obige geographische Abgrenzung als zu eng. Amazonien, gesehen aus biologischer Sicht und wie es im Zusammenhang dieser Arbeit aufgefaßt wird, schließt außer dem genannten Areal auch das Einzugsgebiet des oberen Orinoko, die Guayanas und die Orinoko-Mündung und ferner die Oberläufe der amazonischen Flüsse ein, deren Talwälder weit in die Savannen Zentralbrasiliens reichen. Eine scharfe Abgrenzung dieses erweiterten "Amazonien" ist weder nach Norden noch nach Süden befriedigend möglich. Je nach Höhenlage und edaphischen Bedingungen alternieren beiderseits des Äquators Wald und offene Landschaft in einer breiten Übergangszone, bevor der amazonische Wald endgültig verschwindet. Im Osten reicht das Waldgebiet teilweise bis an die Atlantikküste, im Westen bis an die steil aus der Ebene ansteigenden Anden, wo im Höhenbereich zwischen 500 und 700 m über dem Meer die amazonischen Florenelemente allmählich von montanen Arten abgelöst werden.

Das so abgegrenzte "Amazonien" entspricht weitgehend der Hylaea Humboldts, die seit ULE (1908) mit dem Verbreitungsareal der Gattung *Hevea*, dem Gummibaum, definiert ist (vgl. DUCKE and BLACK 1953; HUECK and SIEBERT 1972). Den ersten befriedigenden Versuch, auch faunistisch die "Hylaea" als biogeographische Region abzugrenzen, machten CABRERA und YEPES (1940). Als Charakterarten für ihren "Distrito Amazonico", der gleichzusetzen ist mit der Hylaea, also Amazonien, das auch die Guayanas einschließt, verwendeten sie einige für dieses Gebiet endemische Kleinsäuger. Die später von LEITÃO (1946) bei einer zoogeographischen Untergliederung des Kontinents vorgenommene Abtrennung der Guayanas vom Amazonaseinzugsgebiet entbehrt einer Diskussion, zumal die von ihm als "Guianas" aufgestellte Provinz das gesamte Gebiet der Llanos des Orinoko mit einschließt. Inzwischen konnte GERY (1969) zeigen, daß es sinnvoll ist, auch auf Grund der Verbreitungsmuster von Fischen, die Guayanas zoogeographisch in "Amazonien" einzugliedern.

Noch unschärfer als für die terrestrischen sind für die aquatischen Lebensräume Amazoniens die biogeographischen Grenzen anzugeben. So kann man z.B. die Fauna des Orinoko- oder auch des Tocantins-Flußsystems, das mit dem Amazonas kommuniziert und nur teilweise vom eigentlichen Waldgebiet eingeschlossen wird, kaum aus "Amazonien" ausschließen. Denn jene klimatischen Faktoren, die die Regenwaldgrenze bzw. die Vegetationsform einer Landschaft bestimmen, vermögen nicht auch gleichzeitig das Verbreitungsgebiet von Tieren festzulegen, insbesondere nicht von solchen, welche Fließgewässer besiedeln, die verschiedene Vegetationszonen durchqueren. Im Andengebiet setzt der amazonischen Wasserfauna der Temperaturabfall mit zunehmender Höhenlage scharfe Grenzen. Wärmeliebende Formen sind auf

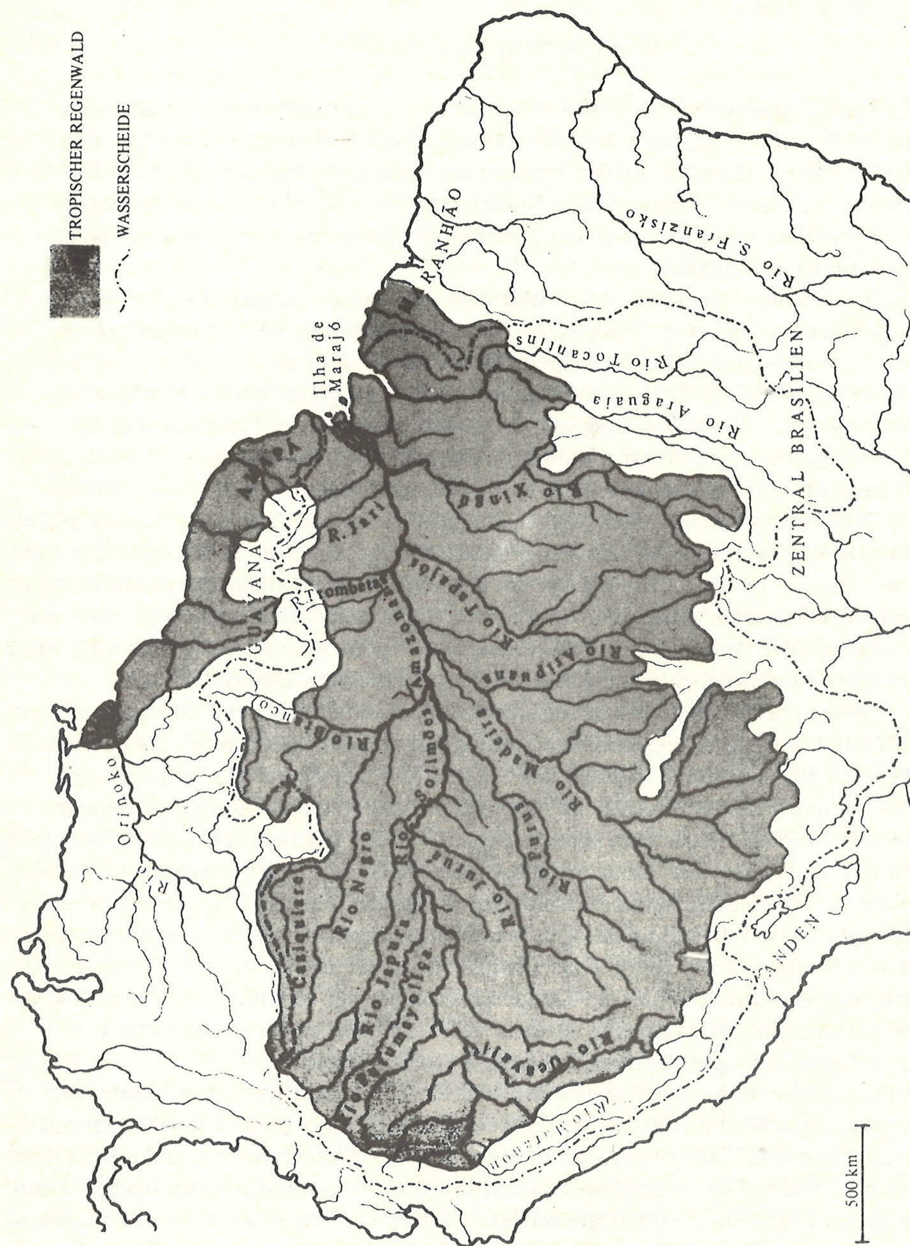


Abb. 1. Abgrenzung Amazoniens

Flüsse beschränkt, deren Einzugsgebiet noch unterhalb der 2 000 m-, oft auch nur der 1 000 m-Grenze liegt.

Wenn im folgenden von Amazonien gesprochen wird, so ist damit der gesamte Bereich der Hylaea mit seinen teilweise breiten Übergangsgebieten gemeint, wie sie die Abb. 1 zeigt. Es umfaßt eine geomorphologisch und klimatisch nur gering differenzierte Landschaft, die sich über eine Fläche von etwa 7 x 10^6 km^2 erstreckt, die zu etwa 80% mit mehr oder weniger geschlossenem Wald bestanden ist. Amazonien in seiner ökologisch begründbaren Abgrenzung entspricht somit der biogeographischen Provinz "Hylaea" in den von FITTKAU (1969: S. 643, Fig. 1) angegebenen Grenzen.

III. Übersicht über die Geomorphologie Amazoniens

Etwa $^3/_4$ der Fläche der landschaftsökologischen Einheit Amazonien entfallen auf das nahezu 7 x 10^6 km^2 große und ein weites flaches Becken bildende Einzugsgebiet des Amazonas. Es reicht von den Anden quer über den Kontinent zum Atlantik, zu dem es sich öffnet; im Nordosten ist es von dem Guayana-, im Südosten von dem zentralbrasilianischen Bergland eingeengt. Zur besseren Orientierung bei seiner weiteren Diskussion wird das Amazonasbecken in vier ineinander übergehende geographische Zonen gegliedert (Abb. 2): 1. Die obere Amazonasniederung, die im Westen an die Anden reicht, im Norden ohne besonders ausgeprägte Wasserscheide in das Orinoko-Gebiet übergeht und im Süden, ebenfalls ohne durch eine biogeographisch bedeutsame Schranke getrennt zu sein, an das Paraguai-Paraná-Flußsystem stößt; 2. die zentrale Amazonasniederung, die im Osten etwa im Gebiet der Rio Madeira-Mündung endet; 3. die untere Amazonasniederung, deren Begrenzung im Norden durch den flach auslaufenden Südrand des Guayana- und im Süden durch den nur schwach erkennbaren Nordrand des zentralbrasilianischen Massivs gebildet wird; und 4. das Amazonasmündungsgebiet das sich etwa von der Rio Xingú-Mündung ab trichterförmig zum Atlantik hin verbreitert.

Weite Teile des Amazonaseinzugsgebietes erstrecken sich unterhalb der 200 m Isohypse; die flächenmäßig größten und gleichzeitig am tiefsten liegenden Niederungen befinden sich, abgesehen von dem schmalen sehr flachen Küstenstreifen und den Inseln im Amazonasmündungsgebiet, im zentralen Raum des Amazonasbeckens (Abb. 3). Der Hauptquellfluß des Amazonas, der Rio Marañon, erreicht bei Pongo de Manseriche, am Fuß der Anden, in etwa 180 m Höhe über dem Meeresspiegel den westlichsten Rand der Amazonasniederung. Pucallpa am Rio Ucayali, der westlichste Hafen des Amazonasflußsystems, nur etwa 150 km von den Anden entfernt gelegen, befindet sich 170 m über dem Meer. Etwa im gleichen Höhenbereich liegt in der unteren Amazonasniederung die Sohle des Amazonasbeckens, in die sich der Amazonas sein Tal gegraben hat. Der Casiquiare, die ehemalige "Wasserscheide" zwischen dem Rio Orinoko und Rio Negro/Amazonas-Flußsystem, fließt nach STERN (1970) bei Niedrigwasser etwa 114 m über dem Meer. Der niedrige Höhenzug, der am Westrand des zentralbrasilianischen Massivs das Rio Madeira/Amazonas- vom Rio Paraguai/Paraná-Flußsystem trennt, erhebt sich etwa 300 m. Der mittlere Niedrigwasserspiegel im Hafen von Manaus, am unteren Rio Negro, etwa 1 500 km von der Küste entfernt gelegen, wird mit 15 m über dem Meer angegeben.

Nur wenige Gebiete Amazoniens außerhalb der Anden reichen über die 400 m Höhenlinie hinaus; es sind dies vor allem die flächenmäßig sehr begrenzten, nur in wenigen Ausnahmen höher als 1 000 m (bis zu 3 030 m) ansteigenden Gebirgszüge und Insel- und Tafelberge im westlichen Guayana. Das zentralbrasilianische Bergland erhebt sich dagegen nur an wenigen Stellen und erst am Südrand Amazoniens auf 500, maximal 600 m.

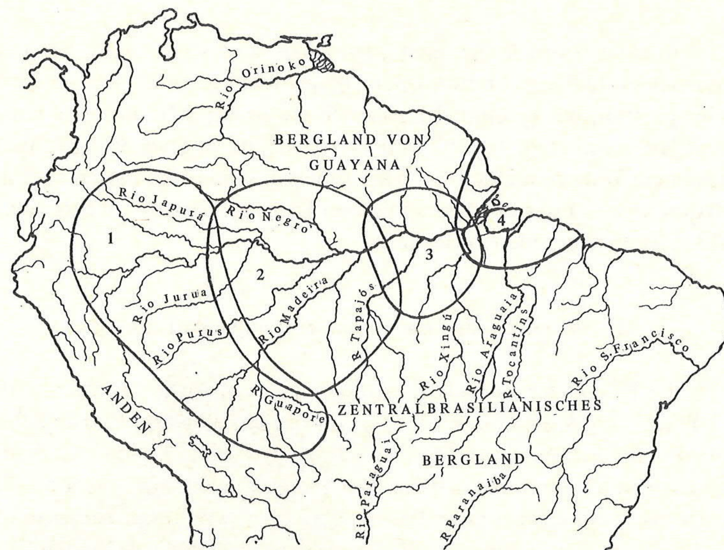


Abb. 2. Aufteilung der Amazonasniederung: 1 obere Amazonasniederung; 2 zentrale Amazonasniederung; 3 untere Amazonasniederung; 4 Amazonasmündungsgebiet. Die einzelnen Zonen gehen ohne deutliche Abgrenzung ineinander über.

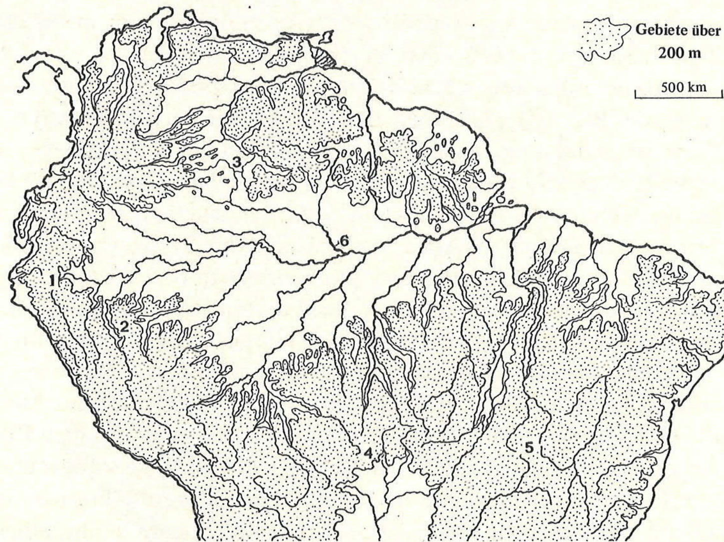


Abb. 3. Ausdehnung des amazonischen Tieflandes. 1 Pongo de Manseriche (ca. 180 m); 2 Pucallpa (170 m); 3 Casiquiare, Verbindung zwischen Rio Orinoko- und Rio Negro/Amazonas-Flußsystem (114m); 4 Gebiet der Wasserscheide zwischen Rio Madeira/Amazonas und Rio Paraguai/Rio Paraná-Flußsystem (ca. 300 m); 5 Gebiet in dem Quellflüsse des Rio Tocantins, Rio S. Francisco und des Rio Paraná kommunizieren; 6 Manaus (Niedrigwasserstand des Rio Negro ±15 m über Meereshöhe).

Das eigentliche Tiefland, das die Wälder Amazoniens trägt, zeichnet sich meist durch flach wellige, seltener durch plateau-artige Flächen aus, in die die Flüsse teilweise sehr breite Täler, besonders an ihren Unterläufen, gegraben haben, die während der Hochwasserphase des Hauptstromsystems mehr oder weniger stark überschwemmt werden. Am mittleren Amazonas weitet sich das Überschwemmungstal auf nahezu 150 km aus. In weiten Gebieten der zentralen Amazonasniederung, die besonders tief liegen, wie z.B. die Landschaften zwischen Solimões und Rio Negro oder auch zwischen unterem Rio Solimões und unterem Rio Madeira, und die nicht mehr als eigentliche Flußtäler aufgefaßt werden können, staut sich ebenfalls das Wasser in der Regenzeit großflächig auf. Man unterscheidet daher an Ort und Stelle die "terra firme", das Land, das von keinem Hochwasser überflutet wird, von den Gebieten, die im Verlauf des Jahres oder von Jahren regelmäßig überflutet werden. Das amazonische Niederungsgebiet ist durch die jährlichen Hochwasser im untersten Höhenbereich in der Vertikalen deutlich ökologisch differenziert.

IV. Die erdgeschichtliche Entwicklung Amazoniens

Amazonien erstreckt sich über ein Gebiet, das mit Ausnahme des präandinen Raumes bis zum Ausgang des Mesozoikum Teil des Gondwana-Blockes war. Heute bilden präkambrische, überwiegend kristalline Formationen die zu ihren Zentren hin aufgewölbten Schilde von Guayana und Brasilien. Sie ragen aus jüngeren und älteren Sedimentdecken heraus, werden jedoch teilweise von diesen auch noch in höheren Lagen bedeckt. Die Regenwälder stehen vor allem in den Niederungen auf alten abgetragenen Flächen und tertiären bis quartären Sedimenten.

1. Präkambrium

Die Schilde von Guayana und Brasilien, die die Amazonasniederung im Norden und Süden begrenzen, sind ausgedehnte kratonische Gebiete von oft beträchtlichem Alter. Die teilweise heterogene Struktur des archaischen Gesteins, das sie aufbaut, zeugt von intensivem tektonischen Geschehen in diesen Gebieten während des Präkambrium. In mehreren Zyklen haben Perioden der Entstehung von Geosynklinalen und Orogenesen mit solchen der Erosion und Auffüllung gewechselt, die vielfach von ausgedehnten Meerestransgressionen begleitet waren. Nicht immer unterlagen die Sedimente einer vollständigen Metamorphose. Gegen Ende des Präkambrium, vor etwa 500 M.J., kam die tektonische Aktivität im Bereich des Guayana-brasilianischen-Schildes zum Erliegen. An der Wende zum Paläozoikum bildete der südamerikanische Block des Gondwanalandes vermutlich ein mehr oder weniger stark eingeebnetes Plateau.

Etwa 50% der kristallinen Schildfläche sind heute von unterschiedlich mächtigen proterozoischen, postkambrischen, spätpaläozoischen oder meso- und känozoischen Sedimentdecken überlagert. Dort, wo das Präkambrium frei liegt (Abb. 4), besteht es überwiegend aus Graniten und Gneisen verschiedenen Alters. Sie sind teilweise durchsetzt mit anderem Gestein, z.B. mit Quarzporphyren, Porphyriten, Ruffiten, Rhyolithen, Amphiboliten, Glimmerschiefern, Schiefern, Grauwacken, Marmoren, Dolomiten und klastischen Sedimenten. Viele der Sedimente sind marin und in Geosynklinalen entstanden. Mit abnehmendem Alter wird der basische Anteil in präkambrischen Gesteinen im allgemeinen größer, d.h. die karbonatischen Gesteine und Sedimente nehmen allmählich zu. Die Ausbildung der Geosynklinalen wurde von einer intensiven Granitförderung begleitet, welche ihrerseits mit einer starken Minerali-

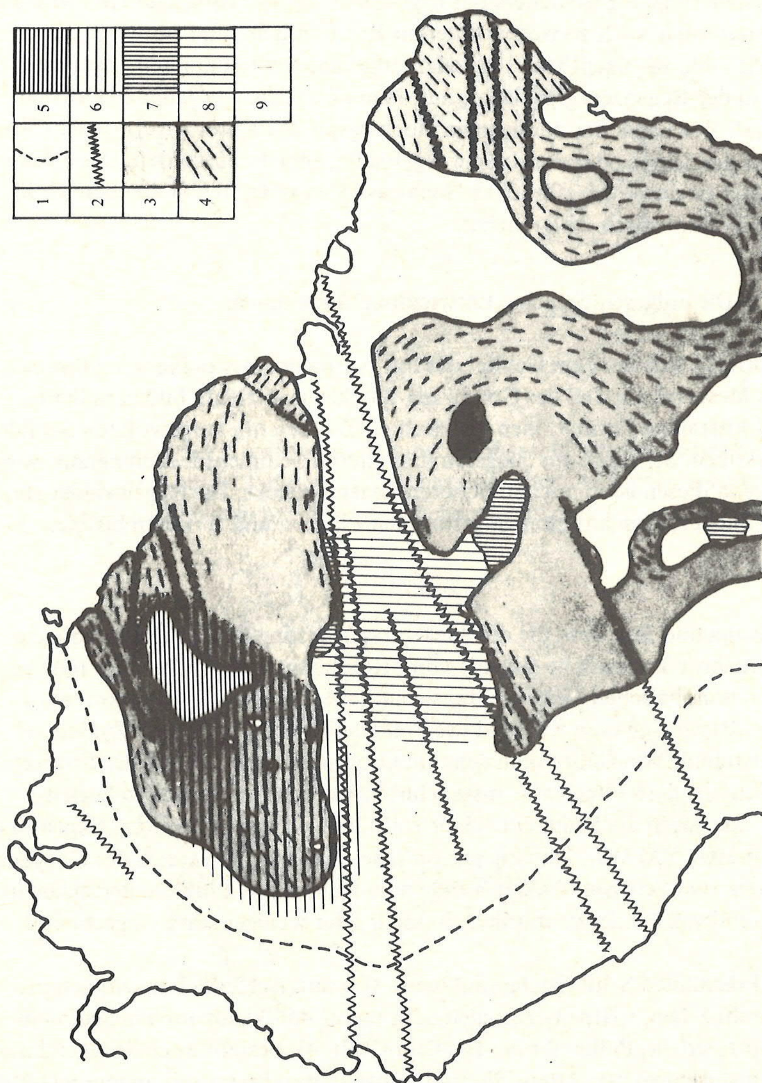


Abb. 4. Präkambrische Formationen und Strukturen im Bereich des Guayana- und brasilianischen Schildes (z.T. in Anlehnung an Loczy 1973); 1 westliche Abgrenzung des gondwanischen kristallinen Blockes von Südamerika; 2 präkambrische Bruchzonen (Transcurrent-Verwerfungen); 3 Guayana- und brasilianischer Schild; 4 vorherrschende Streichrichtung der Gesteine; 5 Roraima-Formation; 6 vermutliche Ausdehnung der Roraima-Formation im Präkambrium; 7 Uatumá und ihr zugeordnete Formationen; 8 ungefähre Ausdehnung der im Amazonasbecken das Basement bildende Uatumá-Formation; 9 epi- und perikratonische Becken.

sation hochwertiger Erze verknüpft war (MACHENS 1971).

Weite Gebiete, insbesondere der westliche Teil des Guayana- und auch des brasilianischen Schildes sind geologisch noch unzureichend erschlossen. Erst die seit etwa 10 Jahren durchgeführten radiometrischen Altersbestimmungen von präkambrischem Gestein haben den Vorstellungen von der Genese der kristallinen Formationen Südamerikas eine gesicherte Grundlage geliefert. Es zeigte sich u.a., daß das Alter der Konsolidierung der Schildgebiete von Norden nach Süden abnimmt. So konsolidierte sich der Guayana-Schild schon bedeutend früher als der brasilianische. Der Sockel des Guayana-Schildes wird von der größten bekannten archaischen Geosynklinale, der "Transamazonischen Geosynklinale" (LOCZY 1973) gebildet, die vor etwa 2 000 M.J. entstand. Seit dieser Zeit fand keine Orogenese mehr auf dem Guayana-Schild statt. Die ältesten Gesteine mit einem Alter von ca. 2 500 (bis 3 000) M.J. kennt man vom Nordrand dieses Schildes (POSADAS 1960), die jüngsten (Granite und Metasedimente) mit einem Alter von 1 800 – 1 400 M.J. von seinem Südrand. Heute ist der Guayana-Schild in eine geologische Nord- und Südprovinz durch eine aufgefüllte Grabenbruchzone, die Tacutu-Formation, gegliedert, die aus mächtigen mesozoischen Sedimenten besteht. Die Südprovinz ist überwiegend von flach anstehenden Graniten und Gneisen aufgebaut. Das Vorkommen auch anderer Magmatite, Metamorphite und Sedimente an ihrem nordöstlichen und östlichen Rand weist dieses Randgebiet als ein Orogen- und Geosynklinalgebiet aus. Zu diesem Komplex gehören die isolierten manganführenden Schichten von Amapá.

Die Streichrichtung der Metasedimente, Metavulkanite und der kristallinen Gesteine ist auf dem Guayana-Schild ausgeprägt E–W orientiert. Dadurch unterscheidet sich dieser Schild grundsätzlich von dem brasilianischen Schild, bei dem die Streichrichtung im allgemeinen von Nord nach Süd verläuft. Der brasilianische Schild ist durch die breite Paraguai-Tocantins-Geosynklinale in einen nordwestlichen und einen südöstlichen Teil gegliedert. Der nordöstliche Teil des Schildes, der in Form und Größe spiegelbildlich zum Guayana-Schild südlich der Amazonasniederung gelegen ist, scheint nur schwach gegliedert und vermutlich der am frühesten konsolidierte Komplex des brasilianischen Schildes, zumindest an seinem Nordrand,zu sein. Sein maximales Alter liegt bei etwa 2 000 M.J. Ein annähernd gleichhohes Alter zeigt nur noch der südöstliche Teil des Schildes im Gebiet zwischen dem oberen Rio São Francisco und der Küste. In den übrigen Regionen vollzog sich erst in dem Zeitraum von 1 300 bis 500 M.J. die Konsolidierung. In ihnen spiegelt die heutige Verteilung der präkambrischen Magmatite, Metamorphite und Sedimente die vor allem im jüngeren Präkambrium tektonisch aktiven Zonen wieder. Sie sind konzentriert auf Nordostbrasilien, ferner auf einen Küstenstreifen im Südosten des Kontinents, von Bahia bis nach Uruguay, und auf ein ausgedehntes Gebiet, das vom Rio Tocantins–Rio Araguaia-Tal südwärts über Brasilia bis zum Atlantik reicht (vgl. CORDANI et al. 1968; 1973; GRABERT 1967b; LOCZY 1973; PFLUG 1967; MACHEN 1971). Die karbonatischen Metamorphite und Sedimente sind fast ausschließlich auf diese jüngeren Geosynklinalräume beschränkt und liegen zum größten Teil außerhalb der Hylaea.

Die frühe Konsolidierung des Guayana-Schildes ist u.a. durch die Roraima-Formation belegt, deren Alter mit etwa 1 700 M.J. angegeben wird (SNELLING 1963; WILLIAMS, CANNON and McCONNEL 1967; SNELLING and McCONNEL 1969). Zweifel an der Genauigkeit der Altersbestimmungen der Roraima-Formation (vgl. BEURLEN 1971) lassen sich durch die inzwischen gut belegte Gesamtdatierung der Genese des Guayana-Schildes (vgl. CORDANI et al. 1973; LOCZY 1973) entkräften. Die Roraima-Formationen sind im Durchschnitt 800 (bis 2 400) m mächtige, horizontal geschichtete, schwach metamorphe Konglomerate und Sandsteine, die auf Vulkaniten und vulkanischen Serien aufliegen, welche wiederum das kristalline Grundgebirge decken und von Diabasgängen und Intrusionen durchsetzt

sind. Diese kontinentalen Roraima-Sedimente, die den vor 2 000–1 800 M.J. konsolidierten Schild meist ungestört auf weiten Flächen überlagern, haben ursprünglich ein Gebiet von etwa 1 200 000 km^2 eingenommen. Heute bedecken sie nur noch den zentralen Teil der geologischen Nordprovinz des Schildes und bilden die bis zu 3 000 m hohen, und damit höchsten Gebirgsstöcke, meist Tafelberge, im Bereich des kristallinen Blockes von Südamerika. Das Alter der Roraima-Formation war bis zur radiometrischen Datierung umstritten. Auf der Carte Géologique de l'Amérique du Sud (1964) wird sie noch als mesozoisch (Obere Trias) angegeben.

Zwischen dem Guayana- und dem brasilianischen Schild, im Bereich des zentralen und unteren Amazonasbeckens, hatte sich im Verlauf des Kambrium ein epikontinentaler Sedimentationsraum ausgebildet, der über den Südostteil des Guayana-Schildes und nach Süden, vielleicht mit Unterbrechungen, bis in das Gebiet von Rondonia und Paraguay reichte. Hier lagerte die Uatumá-Formation ab, die im allgemeinen aus schwach metamorphem Gestein besteht, in dem Arkosen und Grauwacken von Tuffiten und Quarzporphyren durchsetzt sind. Diese Sedimentformationen, deren Alter mit 1 200 M.J. angegeben wird (CORDANI et al. 1973), sind für das Amazonas-Gebiet von besonderer Bedeutung, da sie im Bereich der heutigen Amazonasniederung teilweise das tiefliegende Basement bilden, während in den ausstreichenden Beckenrändern in den alten Schilden vielfach älteres, hochmetamorphes und granitisches, petrographisch sehr differenziertes Kristallin auftritt.

Die früher als paläozoisch angesehenen Uatumá-Schichten stehen heute am Südwestrand des Guayana-Schildes, westlich und östlich des Rio Negro unterhalb der Rio Branco-Mündung, an. Südlich vom Amazonas erstreckt sich die vermutlich (vgl. BEURLEN 1970) gleiche Folge am Nordrand des brasilianischen Schildes zwischen Rio Xingú und Rio Aripuanã weit nach Süden und setzt sich offenbar in den dortigen spätpräkambrischen, bisher nicht als Uatumá angesehenen Formationen vom mittleren Rio Xingú und mittleren Rio Tapajós bis nach Rondonia und Paraguay fort. Sie sind auf der Carte Géologique de l'Amérique du Sud (1964) als Kambro-Ordovicium angegeben (vgl. Abb. 4). Die westliche Begrenzung der Uatumá-Formation liegt, wie Bohrungen gezeigt haben, am unteren Rio Juruá (LUDWIG 1966).

Aufgrund der vorliegenden Altersangaben von präkambrischen Gesteinen, die die unterschiedliche Genese des Guayana- und des brasilianischen Schildes erkennen lassen, und gestützt durch den Verlauf der "Transcurrant" Verwerfungen und Bruchzonen auf den Schilden und auch der Streichrichtung der präkambrischen Gesteine vermutet LOCZY (1969; 1973), daß das Gebiet der heutigen Amazonasniederung ein archaisches Rift-valley, einen Grabenbruch vergleichbar mit dem des Roten Meeres, des Golfs von Aden oder Golfs von Kalifornien, darstellt.

Die Ausbildung der Bruchzone scheint 2 000 M.J. zurückzureichen. Der Graben ist mit Erosionsmaterial der Schilde, vermutlich u.a. dem der Roraima-Formation, gefüllt, das die Uatumá-Formation schließlich ausgebildet hat. Das archaisch-amazonische Grabenbruchgebiet ist eine tektonische Schwächezone geblieben und hat im Verlauf aller geologischen Epochen immer wieder als Sedimentationsraum gedient (vgl. Seite 96). Ein wichtiges Argument für die Ausbildung des präkambrischen "Amazonasgrabens" sieht Loczy (l.c.) im Vorhandensein von diversen Erzen und Mineralien im Bereich alter Schmelz- und Mineralisationszonen an den Grabenrändern. Darüber hinaus haben seismologische Untersuchungen Anomalien im Untergrund des Amazonasbecken zwischen den Schilden ergeben, die eine Diskontinuität der Erdkruste zwischen dem Guayana- und brasilianischen Schild anzeigen (BERROCAL, LADEIRA and FARIA 1970).

2. Paläozoikum

Schon am Ende des Präkambrium trat, wie erwähnt, der kristalline Block von Guayana-Brasilien in eine tektonische Ruhephase ein, die noch lange bis in das Paläozoikum hinein anhielt. Während dieser Zeit scheint sich der Schild, damals als ein Teil von Gondwana, zu einem ebenen Plateau geformt zu haben. Auf keinem Teil des südamerikanischen kristallinen Grundgebirges konnte bisher "echtes und eindeutiges Kambrium und echtes Ordovicium" gefunden werden (BEURLEN 1970: 151). Alle ehemals hierher gestellten Ablagerungen haben sich im Verlaufe ihrer Erforschung als jünger oder älter erwiesen.

Nach der Konsolidierung der präkambrischen Geosynklinalen auf dem Guayana-brasilianischen-Schild hatte sich im Bereich der heutigen Anden, also am Westrand des Gondwana-Blockes, eine große Geosynklinale ausgebildet. In ihr lagerten, bisher aber nur an einigen Stellen nachgewiesen, kambrische, überwiegend marine Sedimente ab. Vermutlich blieb diese Andengeosynklinale während des Paläozoikum als ein ständiger, wenn auch wenig differenzierter Ablagerungsraum erhalten. Wahrscheinlich griffen aus diesem Geosynklinalbereich heraus während des Silur-Devon Transgressionen auf den Guayana-brasilianischen-Schild über, die ihren Höhepunkt im Unterdevon erreichten (LUDWIG 1966; 1968). Die Regressionsphase endete am Ausgang des Oberdevon "mit der Hebung der Randgebiete des Amazonas- und Maranhão-Beckens und der Aufwölbung von Schwellen, durch die das ausgedehnte Meeresbecken in lagunäre und lakustrine Teilbecken untergliedert wurde" (LUDWIG 1968). Der ursprüngliche silur-devonische Sedimentationsraum ist somit in seiner Abgrenzung nicht mit den uns als paläozoische Becken entgegentretenden großen Gondwana-Wannen identisch. Die heute erkennbaren Becken sind weitgehend nach jungpaläozoischen Schwellenbildungen und Einmuldungen, die teilweise auch noch im Mesozoikum sich vollzogen haben, aus dem altpaläozoischen Sedimentationsraum herausgestanzt worden. In den alten Senkungsgebieten konnten die frühen Sedimentformationen einer späteren Abtragung entgehen. Im heutigen Amazonasniederungsgebiet, in der Region, die im frühsten Präkambrium vermutlich von einem Rift-valley eingenommen wurde (vgl. LOCZY 1973), entstand am Ende des Devon infolge der Aufwölbung der Iquitos-, Purús- und Marajó-Schwelle das obere, das mittlere und untere Amazonas- und das Maranhão-Becken. Letzteres wurde nach Süden durch eine weitere Schwelle von den Jatobá und Tucano-Becken isoliert (vgl. Abb. 5).

Die ältesten paläozoischen Sedimente gehören dem Silur (Gotlandium) an und lagerten während kurzfristiger epikontinentaler Transgressionen ab, die die Schilde teilweise nur flach überfluteten. Allerdings wurden am unteren Amazonas-Becken präsilurische, etwa 1 000 m mächtige Sedimente erbohrt, deren Datierung als frühsilurisch noch unsicher ist. Diese als "Formação-Teles" (LUDWIG und RODRIGUES 1964) beschriebene Folge wird (LUDWIG und MÜLLER 1968) der Serra Grande-Folge im Maranhão-Becken zeitlich gleichgesetzt. Es sind fossilfreie kontinentale, teilweise kaolinitisch-chloritische Sandsteine. Im oberen, mittleren und unteren Amazonas-Becken liegen die silurischen Folgen entweder dem Uatumá oder dem präkambrischen Kristallin direkt auf und sind teilweise mehr als 1 000 m mächtig. Bekannt als Trombetas-Formation stehen sie am Südrand des Guayana-Schildes in einem relativ schmalen Streifen an, der von der Amazonasmündung bis etwa zum Rio Negro reicht. Am Nordrand des brasilianischen Schildes tritt diese gleiche Schicht, allerdings schwächer ausgebildet und beschränkt auf jeweils nur einen kurzen Abschnitt, westlich vom Rio Xingú und westlich vom Rio Tapajós zutage (Abb. 6 und 7).

Nach der neuesten Stratifikation (LUDWIG 1966; 1968), belegt durch Mikrofossilien (LANGE 1967; LUDWIG und MÜLLER 1968), gliedert sich das Trombetas in vier Folgen, die sich in allen Becken abzeichnen: das Unter-, das Mittel- und das Ober-Trombetas; das Ober-

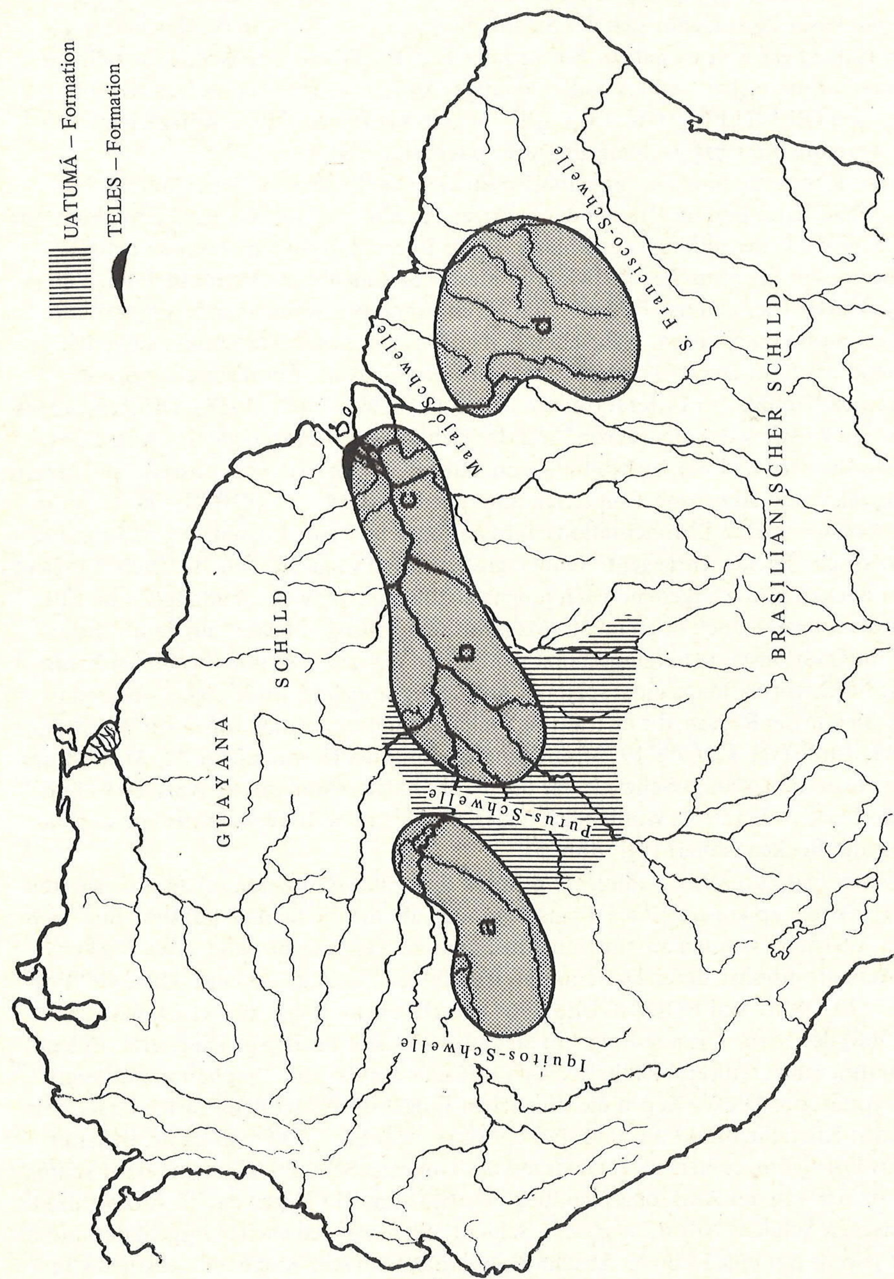


Abb. 5. Lage der abgedeckten paläozoischen Becken im amazonischen Niederungsgebiet und in Maranhão (nach Ludwig 1966). a oberes Amazonas-Becken; b und c mittleres und unteres Amazonas-Becken; d Maranhão-Becken.

Trombetas untergliedert in das Jatapú und das darüber liegende Ariramba, beides Formationen, die früher für Devon gehalten wurden (vgl. MESNER und WOOLDRIDGE 1964). Dem Silur folgt unmittelbar das Devon, von dem drei Folgen unterschieden werden: das Unter-, das Mittel- und das Ober-Curuá. Im mittleren und unteren Amazonas-Becken weist diese Formation insgesamt Mächtigkeiten bis zu 1 400 m auf; sie ist aber in nur schmalen Streifen, die an das Silur sich legen, beiderseits des unteren Amazonas aufgeschlossen. Weiteres Devon fehlt oberflächlich im Gebiet der eigentlichen Hylaea. Es steht nur noch im südöstlichen Randgebiet Amazoniens, am oberen Rio Xingú und am mittleren Rio Tocantins auf relativ kleinen Flächen an.

Die Sandstein- und Schieferton-Fazies des Unter-Trombetas werden als Gezeitenablagerungen verstanden. Ihnen folgen im Mittel-Trombetas Sandsteine, die küstennahe epineritische Sedimente darstellen. Beide Schichten-Folgen sind offensichtlich Flachmeerablagerungen, die für eine zunehmende Transgression in dieser Periode sprechen. Im Ober-Trombetas (Jatapú und Ariramba) überwiegen Siltstein- und Schieferton-Fazies, die auf eine weitere Erhöhung des Meeresspiegels hinweisen. Sie gehen im Unter-Curuá (Unterdevon) in bathyal gebildete Schiefertone über, die den Höhepunkt der kontinentalen Überflutung anzeigen. Im Mittel-Curuá deutet das erneute Erscheinen von Siltstein neben Schiefertonen auf eine wieder zunehmende Verflachung des silur-devonischen Meeres bzw. den Beginn der Regression hin. Das gleichzeitige Ansteigen der Randgebiete sowie sich Herauswölben der Schwellen führte zur Häufung von Erosionsmaterial in den Sedimenten. Im Ober-Curuá (Oberdevon) erscheinen dann schließlich epineritische Sandstein-Fazies, denen litorale Sandstein-Schieferton-Lagen folgen, die sich, ähnlich wie das Mittel- und Unter-Trombetas als Flachmeer- bzw. Gezeitenablagerungen auffassen lassen.

Die Gesteinsfolgen sind in allen Amazonas- und im Maranhão-Becken gleich. Allerdings treten im jüngeren Devon des Maranhão-Beckens etwas abgewandelte, stärker kontinentale Fazies auf, die sich aus einer tektonisch bedingten Isolation infolge der frühen Aufwölbung der Marajó-Schwelle (Tocantins-Schwelle) erklären lassen.

Die frühen silurischen Ablagerungen führen Fossilien der ältesten auf dem brasilianischen Schild nachgewiesenen marinen Fauna. Auf Grund dieser Fauna, die u.a. Graptolithen enthält, konnte das nordbrasilianische Silur in eindeutigen Zusammenhang mit dem ebenfalls noch auf dem brasilianischen Schild anstehenden silurischen Gestein in Ost-Paraguay und vergleichbaren Formationen auf dem nordamerikanischen Kontinent gebracht werden, was für eine sehr ausgedehnte Transgression spricht (vgl. KRÖMMELBEIN 1961). Wahrscheinlich herrschten im silur-devonischen Flachmeer im Bereich Amazoniens kühle, gemäßigte Temperaturen, da Schich oder Riffkalke fehlen, die auf ein tropisches Klima hinweisen könnten. Die planktisch lebenden Graptolithen lassen keine näheren Schlüsse auf ihren Lebensraum zu.

Mit dem Ausgang des Devon scheint der Guayana-brasilianische-Schild als Teil des Gondwanablockes wieder ein ausgeprägtes Hochgebiet und starker Erosion ausgesetzt gewesen zu sein. Zumindest sind schon zu Beginn des Karbon die altpaläozoischen Sedimentdecken im Bereich der Schwellen und der Randgebiete der heute erkennbaren silur-devonischen Becken bis auf das Kristallin abgetragen. Mit dem Karbon setzt aber offensichtlich die Einmuldung der seit dem Oberdevon vorgezeichneten Senkgebiete wieder ein, der epikontinentale Transgressionen folgen. Die Ablagerung von kontinentalen Grobsanden und Konglomeraten, die in lakustrine Sedimente übergehen, die Sand-Siltsteine und Schiefertone hinterlassen, beginnt im Maranhão-Becken im Mississippian (frühes Unterkarbon) und ist von dort als Imperatriz-Folge beschrieben. Fast gleichzeitig setzte eine ähnliche kontinentale Sedimentation im mittleren und unteren Amazonas-Becken ein, die später auch auf das obere Amazonas-Becken

Tabelle 1. Erdgeschichtliche Zeittafel und Schichtenfolge im Amazonasgebiet. (Zeittafel in Anlehnung an Eysinga, F.W.B. 1972. Geological time table, sec. ed.. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.)

ZEIT 10^6 J.	ALLG. KLASSIFIKATION			FORMATION		GUAYANA SCHILD	AMAZONAS-NIEDERUNG*	BRAS. SCHILD (Hylaea-Bereich)
	KÄNOZOIKUM	QUARTÄR	Holozän	Várzea				
0,01			Pleistozän	Terrassen				
2,5				Belterra - Ton				
		TERTIÄR Neogen	Pliozän	Alter do Chão/ Pebas/ Manaus/ Barreiras/ Pirabas				
7			Miozän					
26		Paläogen	Oligozän					
37/38			Eozän					
53/54			Paläozän					
64/65	MESOZOIKUM	KREIDE	Ober - K.	Itauajuri				
				Kont./mar. Sedimente			Mexiana - Gr.	
100			Unter - K.	Kontinent. Sedimente				
				Piedmont			Limoeiro - Gr.	
130		JURA		Kontinent. Sedimente		Tacutu - Gr.		
190/195		TRIAS	(Rhät)	Diabas Intrusionen				
225								
280	PALÄOZOIKUM	PERM						
		KARBON	Ober - K.	Nova Olinda//Ob. Piaui				
				Itaituba//Unt. Piaui				
320			Unter - K.	Monte Alegre// Poti				
				Imperatriz				
345		DEVON		Curuá	Ober- Curuá			
					Mittel-Curuá			
					Unter-Curuá			
395		SILUR		Trombetas Ober-T.	Ariramba			
					Jatapú			
				Mittel-T.				
430				Unter-T.				
440		ORDOVICIUM						Abschluß der Konsolidierung
500		KAMBRIUM						
570	PRÄKAMBRIUM	(?)		Teles // Serra Grande				
1200				Uatumã				
1700							"Amazonas-Graben"	
1800				Roraima				
2000						Abschluß der Konsolidierung	(?)	Beginn der Konsolidierung
2500 (3000)						Beginn der Konsolidierung		

* einschließlich Maranhão - Becken

übergriff, dort aber marin beeinflußt, meist lagunäre Ablagerungen ergab. Dieser Monte-Alegre-Folge, die in den Amazonas-Becken heterogen gestaltet ist und am unteren Amazonas bis zu 160 m mächtige Sandsteinlagen hinterlassen hat, entsprechen zeitlich die lakustrisch-fluviatilen Ablagerungen des Potí im Maranhão-Becken (LUDWIG 1966). Im Verlauf des Oberkarbon (Pennsylvanian) bleiben die amazonischen Becken unter dem Einfluß von schwachen Transgressionen, die in wechselnder Folge vermutlich zur Bildung von immer wieder austrocknenden Flachmeeren und Lagunen geführt haben. Als Itaituba-Folge liegen dem Monte-Alegre-Sandstein 200–300 m mächtige fossilreiche Tonschiefer auf, die lagunäre Kalke und gelegentlich auch Anhydrite einschließen. Diese werden wiederum bedeckt von der Nova-Olinda-Formation, die im mittleren Amazonasbecken bis zu 1 500 m mächtig sein kann. Es sind überwiegend tonhaltige Sedimente, die neben Sand- und Kalksteinen auch Schiefertone, Anhydrite, Steinsalze und Gipse einschließen (MORALES 1959). Die salzhaltigen Ablagerungen können bekanntlich ohne marinen Einfluß unter rein kontinentalen Bedingungen in Binnenbecken entstanden sein.

Trotz des beträchtlichen Umfanges der oberkarbonischen Schichtfolgen gab es im Karbon des heutigen Amazonasgebietes keine Geosynklinale. Wie schon im Silur-Devon, so handelte es sich auch jetzt wieder um weiträumige epikontinentale Transgressionen, deren Sedimente bei weit gespannter epirogener Absenkung in den Bereichen der heutigen Becken erhalten geblieben sind. Allerdings scheint der marine Einfluß noch zu Beginn des Oberkarbon nicht über die devonische Marajó-Schwelle bis in das Maranhão-Gebiet gereicht zu haben. Dort zeigt die Untere Piauí-Folge (Pennsylvanian) weiterhin kontinentalen Charakter. Im Oberen Piauí (Pennsylvanian) treten dann aber auch hier lagunäre Kalksteine, Sandsteine, Anhydrite, Dolomite und Chert-Bildungen auf (LUDWIG 1968), ähnlich wie in der Nova-Olinda-Folge der Amazonasbecken. Der marine Einfluß machte sich also hier erst später und stets auch schwächer bemerkbar. Häufig scheinen kurzzeitige marine Transgressionen ausgedehnte Phasen fluviatiler und terrogener Sedimentation und auch Austrocknung unterbrochen zu haben, wobei es dann zu Anhydrit-Lagerbildung gekommen ist. Die äußerst wechselhafte Gesteins- und Faunenfolge der Nova-Olinda- und auch der Oberen Piauí-Folge sprechen für häufige Änderungen der Milieubedingungen im Bereich ihrer Sedimentationsräume; die dort gebildeten Formationen sind nicht vergleichbar mit denen des Silur und Devon der gleichen Gebiete. In die überwiegend marinen Sedimente der Amazonas-Becken sind öfters Tonschiefer mit brackischen und limnischen Fossilien eingeschaltet, in den mehr lakustrischen des Maranhão-Beckens tauchen erst später auch marine Elemente auf. Die marine Fauna ist meist boreal und nur gelegentlich erkennbar austral geprägt. Der häufige Schichtenwechsel erlaubt außerdem den Rückschluß, daß im amazonischen Oberkarbon ein unterschiedliches, im allgemeinen aber gemäßigtes Klima herrschte, das von zeitweise kalten und auch trocken-warmen Perioden unterbrochen wurde (GRABERT 1964).

Im Amazonas-Becken steht Oberkarbon beiderseits des Amazonasgrabens in den schmalen, den sogenannten Karbonstreifen, an (Abb. 6 und 7). Der nördliche Streifen erstreckt sich von Monte Alegre bis zum Rio Uatumá, der südliche vom Rio Xingú bis zum Rio Abacaxís. Das Karbon des Maranhão-Beckens tritt dagegen großflächig an seinem Südteil zutage, der allerdings kaum noch von den südöstlichen Randgebieten der Hylaea erreicht wird. Weiteres Oberkarbon kontinentaler Herkunft trifft man außerdem zerstreut im Gebiet des mittleren Rio Xingú und Rio Tapajós und ausgedehnter im Quellgebiet dieser Flüsse (Rio S. Manuel und Rio Xingú) an.

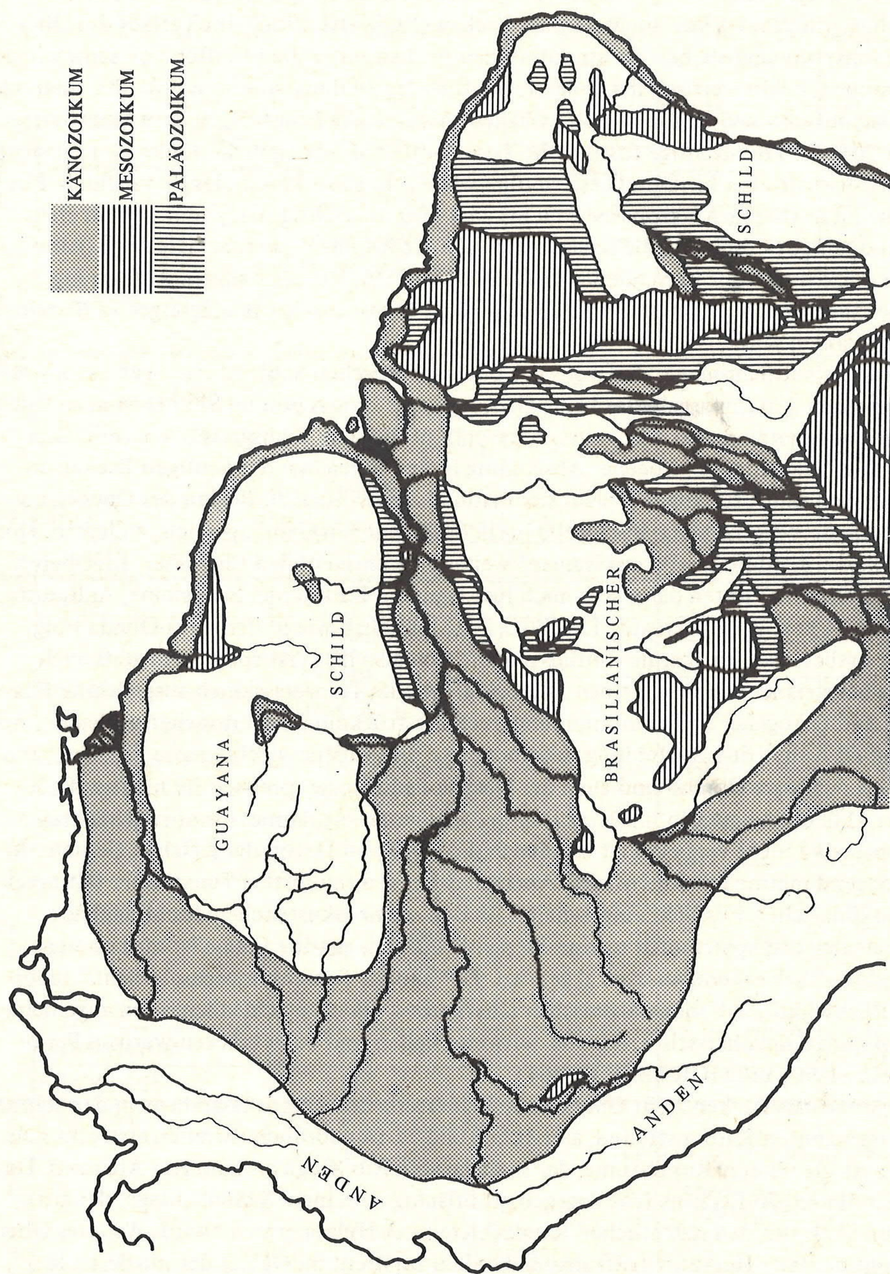


Abb. 6. Karte der paläozoischen, mesozoischen und känozoischen Formationen im tropischen Südamerika; das Gebiet der Andenauffaltung und die präkambrischen Formationen der Schilde ohne Schraffur (stark vereinfacht).

3. Mesozoikum

Vor Beginn des Perm endete die Vereisung auf dem Südabschnitt des brasilianischen Schildes. Das im Bereich des Amazonas- und Maranhão-Beckens mehr kühl-humide als warm-gemäßigte paläozoische Klima des Oberkarbon weicht im Verlauf des Perm allmählich einem warmen, vorherrschend ariden Klima des Mesozoikum. Aus der allgemeinen Temperaturerhöhung wird ersichtlich, daß der Guayana-brasilianische Block damals offenbar schon in eine Klimazone rückte, die er seitdem nicht mehr verlassen hat.

In der Trias bildete der präkambrische Schild offensichtlich wiederum ein Hochgebiet, das im Zusammenhang mit dem Klimawechsel im Bereich des Guayana-brasilianischen-Plateaus teilweise großflächig abgetragen wurde. Die damals gleichzeitig auf dem Schild entstehenden Sedimentationsgebiete befanden sich nicht mehr unter marinem Einfluß. Im weiteren Verlauf des Mesozoikum, insbesondere während des Jura, unterlag der gesamte, jetzt immer noch herausgehobene Guayana-brasilianische Schild einer fortdauernden starken Einebnung. Besonders intensiv kam es auf dem brasilianischen Schild zu kontinentalen Ablagerungen, die weite Bereiche der paläozoischen Folgen des Maranhão-Beckens, aber auch des präkambrischen Kristallins verhüllten und teilweise noch heute als mächtige Sandsteinformationen in Erscheinung treten (Abb. 6). Die paläozoischen Sedimentdecken der Amazonasniederung scheinen von jenen überwiegend terrestrischen Sedimenten eines wüstenähnlichen Klimas nicht überlagert worden zu sein, was für eine gewisse Höhenlage dieses Gebietes während jener Epoche spricht.

Nach einer langen Zeit relativ großer tektonischer Ruhe, ähnlich wie im Paläozoikum, setzte mit Beginn der Kreide eine neue, sehr aktive Phase der geologischen Entwicklung Südamerikas ein. Sie fiel zeitlich zusammen mit dem Aufreißen der Atlantischen Spalte und dem Sich-Ablösen des Guayana-brasilianischen Schildes vom Gondwana-Block und leitete somit die Entstehung des südamerikanischen Kontinents ein. Bei dem Sich-Lösen und Verdriften war der präkambrische Sockel des neugebildeten Kontinents Zerrungen und Spannungen ausgesetzt, die in seinem Bereich zu ausgedehnten Brüchen, Hebungen und Faltungen führten, die schließlich in der tertiären Auffaltung der Anden ihren Höhepunkt fanden und die heutige Ausgestaltung des Kontinents bewirkten. Bemerkenswert ist, daß auf den Schilden die zum Teil schon im frühesten Präkambrium angelegten Bruch- und Verwerfungszonen im Verlauf des Mesozoikum reaktiviert worden sind und daß die kontinentalen "Transcurrant"-Verwerfungen vermutlich mit den Bruchzonen des Atlantischen Rücken in Beziehung stehen (vgl. Abb. 4 und Seite 96).

Auf der Südhälfte des brasilianischen Schildes war die tektonische Ruhe schon im Rhätikum durch enorme Diabasergüsse gestört. Im Bereich der Nordhälfte und auf dem Guayana-Schild kam es, weitgehend synchron, ebenfalls zu ausgedehnten Diabasdurchbrüchen und -intrusionen, die hier u.a. paläozoische Formationen ebenso wie das Präkambrium stark durchsetzen. Die Intrusionen sind besonders ausgeprägt im Raum der paläozoischen Amazonas-Becken, wo sie, wie Schweremessungen gezeigt haben (vgl. MESNER und WOOLDRIDGE 1964; BISCHOFF 1963), sich auffallend im Bereich der schwach nach SW geneigten Ost-West-Achse konzentrieren, in der heute das tertiär-pleistozäne Amazonastal sich befindet (Abb. 7). Vermutungen, daß auch im Gebiet des heutigen Amazonas-Beckens Diabasdecken sich ausbildeten, die später aber vollständig abgetragen wurden, sind bisher nicht durch Sedimentanalysen erhärtet worden. Mit Sicherheit gab es jedoch während dieses Zeitabschnittes im heutigen Amazonas-Becken keinen bemerkenswerten Sedimentationsraum. Es liegen auch keine Indizien für die oft ausgesprochene Annahme vor, daß der größere Teil des damals noch zusammenhängenden und vermutlich ein gemeinsames Plateau bildende Guayana-brasilianische

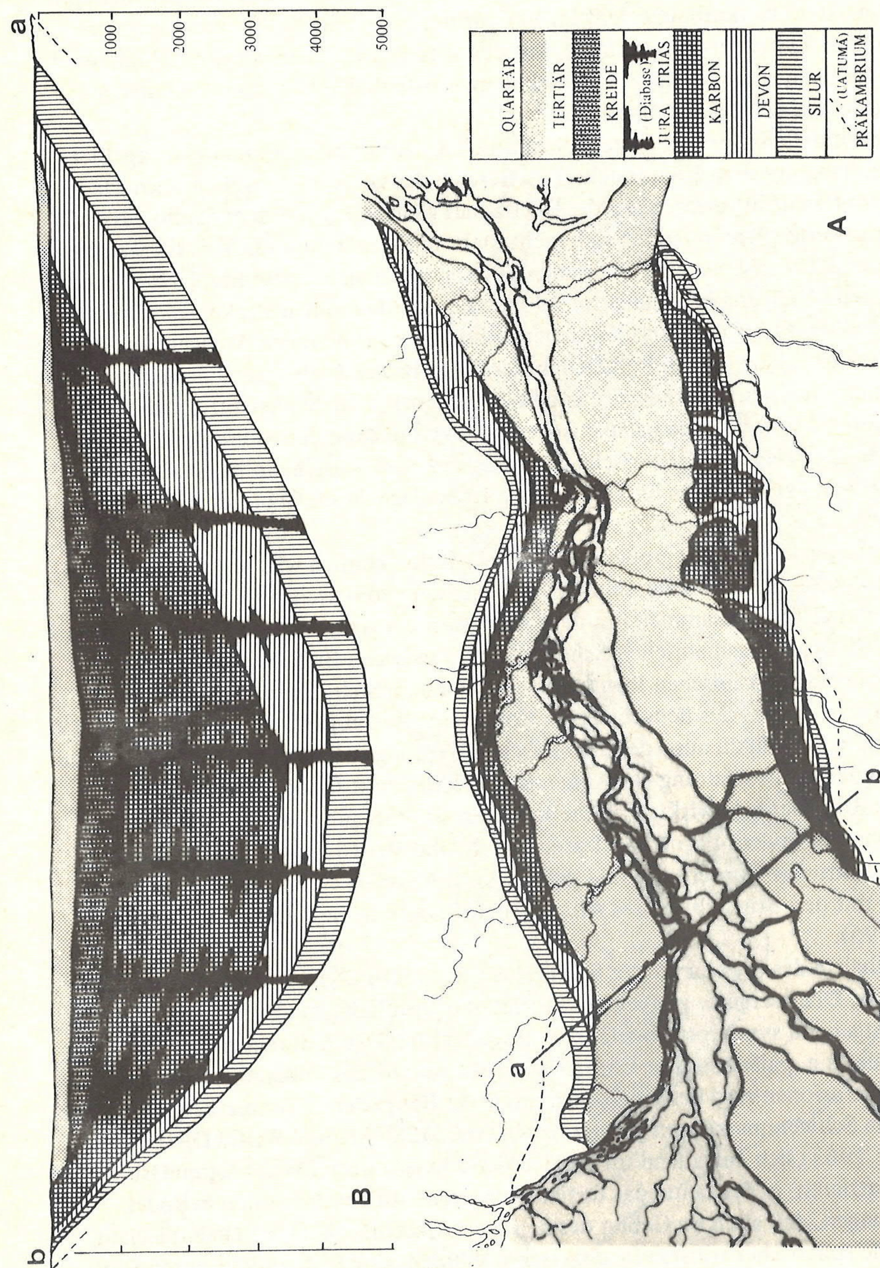


Abb. 7. Geologische Struktur des Amazonasbeckens. A Lage der "Karbonstreifen". B Querschnitt durch das Amazonasbecken im Bereich der Linie a–b der Karte A.

Block nach Westen entwässerte. Mit Sicherheit erfuhr während des ganzen Mesozoikum dieses Gebiet keine marine Transgression mehr vom Pazifik, sieht man von den Grenzbereichen im Südandin ab (vgl. HARRINGTON 1962). Hingegen senkte sich während der Kreide nach dem Aufreißen der Atlantischen Spalte der Ostteil des jungen südamerikanischen Kontinents, was zu ausgedehnten marinen Transgressionen, u.a. im Raum des Maranhão-Beckens und auf dem nordöstlichen Teil des brasilianischen Schildes, führte. Aber noch während der Oberkreide wurden die dortigen marinen Sedimente von Sandstein bildenden kontinentalen, fluviatilen und äolischen Ablagerungen zugedeckt, die auf ein warmes, mehr oder weniger arides Klima schließen lassen. Diese kreidezeitlichen Sandsteine verhüllen heute u.a. in teilweise sehr mächtigen Formationen südwestliche und zentrale Gebiete des brasilianischen Schildes (Serra Pareçis, Serra Caximbo, Serra Geral de Goias) und decken außerdem weite Teile des Maranhão-Beckens (Abb. 6).

Auf dem Guayana-Schild finden sich jurassisch-kreidezeitliche Sedimente nur als mächtige Füllung eines Grabenbruches, der die nördliche geologische Provinz von der südlichen trennt. Sie sind als Tacutu-Formation beschrieben.

Neuerdings sind Zweifel am mesozoischen Alter einiger brasilianischer Sandsteinformationen aufgetreten. Es gibt Indizien dafür, daß z.B. der Pareçis-Sandstein zumindest in seinen unteren Lagen frühpaläozoischen (silurischen) Ursprungs ist (mündliche Mitteilung von Bigarella 1972). Im amazonischen Niederungsgebiet selbst treten mesozoische Sedimente oberflächlich kaum in Erscheinung. Allerdings hat sich, vermutlich in der höheren Oberkreide (vgl. BEURLEN 1970: 278), ein Senkgebiet im Bereich des paläozoischen mittleren und unteren Amazonas-Becken gebildet. In ihm kam es zur Ablagerung von flachen kontinentalen Sedimenten, die nur bei Monte Alegre, beschrieben als Itauajurí-Formation, anstehen. Vom Amazonasmündungsgebiet kennt man ferner tiefliegende kontinentale und marine kretazische Sedimente, die in den dortigen kreidezeitlichen Grabenbrüchen erhalten sind (LUDWIG 1968, vgl. Abb. 7). Nur am Südwestrand Amazoniens, im Gebiet von Acre und im südlichen peruanischen Andenvorland, treten marine mesozoische Formationen großflächig auf, die hier allerdings dann schon dem Subandin angehören. Es handelt sich dabei weitgehend um Ablagerungen eines kreidezeitlichen Flachmeeres, an das der Nordwesten des brasilianischen Schildes grenzte. In mehreren, heute teilweise gefalteten Formationen wechseln in diesen Gebieten Folgen von Konglomeraten und Sandsteinen mit bituminösen Schiefern, Kalksteinen und Evaporiten ab. Teilweise liegen die Folgen marinem Oberkarbon auf.

4. Känozoikum

Während der Kreide wurde auf dem neu entstandenen Kontinent eine intensive Umgestaltung des paläozoisch-mesozoischen Plateaus eingeleitet, die ihren Höhepunkt im Miozän-Pliozän erreicht. Die großflächigen Hebungen, Senkungen und Verwerfungen klangen erst im Pleistozän ab, ohne allerdings bis heute gänzlich zur Ruhe gekommen zu sein.

Der Übergang von der Kreide zum Tertiär war mit tiefgreifenden klimatischen Veränderungen verbunden: das meist wüstenartige aride Klima des Mesozoikum wurde von einem feuchtwarmen der späten Kreide und des Känozoikum abgelöst. Die tektonische Umgestaltung der im Mesozoikum vermutlich stark eingeebneten Schilde ermöglichte in einigen Regionen, unterstützt durch wechselfeucht- oder feucht- tropisches Klima, eine starke Erosion, die auf dem kristallinen Block in den epirogen aufgewölbten Gebieten u.a. teilweise zur Abtragung der postkambrischen Sedimentdecken und gleichzeitig zur Auffüllung von absinkenden Räumen führte. Nach FRAKES und KEMP (1972) lag im frühen Tertiär der Osten Amazoniens in einem feuchten, der Westen in einem trockenen Klimabereich. Die neuerdings postu-

ierten eustatischen Meeresspiegelabsenkungen vom Mittelpliozän bis Jungpliozän (vgl. TANNER 1968) dürften die Erosion im amazonischen Raum beträchtlich gefördert haben. Im Verlauf des Pliozän erreichte die Amazonasniederung vermutlich die heutigen Ausmaße. Im Pleistozän dürfte dann die jetzige geomorphologische Ausgestaltung endgültig vollzogen worden sein.

4.1. Die Entstehung des Amazonas-Beckens

Im Zusammenhang mit der Loslösung des südamerikanischen Kontinents vom Gondwana-Block kam es, wie schon erwähnt, im Bereich des Guayana-brasilianischen Schildes zu Verwerfungen, zu Grabenbrüchen, zur Entstehung von Geosynklinalen und ausgedehnten epirogenen Bewegungen. So wölbten sich allmählich, vielleicht schon am Ende der Kreide, nördliche und südliche Teile des Guayana- und brasilianischen Schildes auf, während zwischen ihnen ein ausgedehntes Senkgebiet, die heutige Amazonasniederung, entstand, das sich im Verlauf des Tertiär weiter vertiefte und Erosionsmaterial der angrenzenden Hochgebiete aufnahm. In dieser Niederung waren, teilweise schon in der Oberkreide, die paläozoisch-amazonischen Sedimentdecken abgesunken und einer Erosion entgangen.

BEURLEN (1970:329) sieht den Beginn der Ausbildung des heutigen Amazonas-Beckens in einem schon in der Oberkreide angelegten Grabenbruch, der das heutige untere Amazonasniederungsgebiet zwischen der Rio Negro- und der Rio Xingú-Mündung erfaßt hat (vgl. MENDES 1967). Er stellt diesen "Grabenbruch", der bisher aber nicht durch entsprechende Befunde belegt worden ist (mündl. Mitteilung von Dr. Ludwig), in Beziehung zu der Bruchtektonik des Amazonasmündüngsgebietes (vgl. LUDWIG 1968) und den im Amazonasmündungsgebiet und in Ostbrasilien nachgewiesenen Transversalverschiebungen, die sich auch im mittelatlantischen Rücken abzeichnen (BEURLEN 1970, Abb. 61). Auf der Westseite des Kontinents, im Bereich des Golfes von Guayaquil und dem östlich davon gelegenen Abschnitt der Anden, läßt sich ebenfalls eine alte tektonische Störzone erkennen, in der sich offensichtlich die Auffaltung der Kordilliere bis in das Neogen verzögerte, so daß hier eine Lücke in der sonst schon viel früher geschlossenen Andenkette erhalten blieb. Wahrscheinlich konnte in diesem Abschnitt noch bis zum Miozän Wasser vom Pazifik in die Andenvorsenke eindringen bzw. das Wasser vom Osthang der Anden und von der Westabdachung der Schilde dort ins Meer abfließen.

Auffallend ist, daß dieses in der Oberkreide wiederum neu entstehende und später im Tertiär stark erweiterte "amazonische Senkgebiet" nun den ganzen frisch gebildeten Kontinent überspannt und sowohl im Osten mit dem Marajó-Becken und im Westen mit dem Gebiet von Guayaquil in Zonen endet, die sich während des späten Mesozoikum und des Tertiär durch eine auffallende bzw. abweichende Tektonik auszeichneten. Der resultierenden, schwach WSW geneigten Ost-Westachse, entlang der eine kontinentale Zerr- oder Schwächezone erkennbar ist, folgt mehr oder weniger deutlich der Lauf des Amazonas von Pongo de Manseriche bis zu seiner Mündung in den Atlantik. Wie schon an anderer Stelle erwähnt (Seite 93) konzentrieren sich im Bereich der Amazonastal-Achse auch die rhätischen Diabasintrusionen (vgl. BISCHOFF 1963).

Die schon (Seite 86) angedeutete Vorstellung über die Genese des Amazonas-Beckens von LOCZY (1968, 1969, 1970, 1973) bestätigt letztlich die Vermutung von BEURLEN (1970), daß der Entstehung des Amazonas-Beckens ein Grabenbruch zugrunde liegt. Die sicher belegten geologischen Fakten, die bereits über den Ablauf der Erdgeschichte aus dem Raum Amazoniens vorliegen, kommen der Interpretation der Auffassung von Loczy entgegen. Sollte es sich als richtig erweisen, daß die heutige Amazonasniederung sich in einer proterozoisch angelegten Grabenbruchzone in den Ausmaßen eines Rift-valley befindet, dann sind der Guayana- und der brasilianische Schild schon weit länger als eine Milliarde Jahre mehr oder weniger kontinuierlich durch eine Sedimentationsebene getrennt. Das Alter der Uatumá-Formation, jener Sedimente, die den archaischen Graben zugeschüttet haben, liegt etwa bei 1 200 M.J. Das aufgefüllte Grabengebiet sank im Verlauf des Paläozoikums mehrfach ab. Dabei kam es zu Schwellen- und Horstbildungen, die mehrere Becken in der heutigen Amazonasniederung entstehen ließen. Die starken Belastungen, denen der Kontinent am Ausgang des Mesozoikums bei seiner Loslösung von Afrika ausgesetzt war, haben schließlich die proterozoischen, z.T. 2 000 M.J. alten Bruchzonen der Schilde reaktiviert, Transversalverschiebungen ermöglicht, ferner neue Grabenbrüche verursacht und schließlich die epirogenen Bewegungen eingeleitet, die zu einem weiteren Absinken des Gebietes innerhalb der proterozoischen Grabenbruchzone führten und so die Vorraussetzungen für Ausgestaltung der Amazonasniederung schufen.

Im Neogen, der Phase der intensivsten Tektonik im andinen Bereich, scheinen auch im Bereich der Schilde die epirogenen Bewegungen noch angedauert zu haben. Während der kontinentale Block sich vermutlich im Norden und im Süden weiter aufwölbte, sank das Amazonas-Becken weiter. Im Verlauf dieses Geschehens füllte sich die gesamte Amazonasniederung mit kontinentalen, meist fluviatilen und lakustrischen Sedimenten und isolierte den Guayana-Schild endgültig von dem brasilianischen Schild; beide waren während des Mesozoikum bis zu dessen Ausgang zu einem Hochgebiet verbunden gewesen.

Das transkontinentale Niederungsgebiet konnte während des Tertiär bis zur endgültigen Schließung der Andenkette, die, wie erwähnt, im Miozän wohl noch nicht erfolgt war, sowohl nach Westen in den Pazifik als auch in den Atlantik nach Osten entwässern (Abb. 10). Nicht auszuschließen ist ferner, daß nach der vollständigen Hebung der Anden wenigstens zeitweise in den Senkgebieten am Ostfuß der Anden Wasser aus dem westlichen Amazonasniederungsgebiet nach Norden zum Karibischen Meer bzw. nach Süden zum La Plata und Südatlantik abgeführt wurde. Vermutlich war aber schon im Pliozän das ganze Dränagesystem des Amazonas-Beckens nach Osten ausgerichtet und entsprach weitgehend dem heutigen Amazonas-Flußnetz.

Genauere Vorstellungen vom Verlauf des Tertiär Amazoniens und vom Alter der Sedimente sind vorerst nur im Amazonasmündungsgebiet durch die Bearbeitung von dort vorliegender Bohrkerne möglich geworden (vgl. Seite 99). Eine sichere Datierung und Homologisierung der Ablagerungen im Amazonas-Becken selbst sind bisher bei dem fast völligen Fehlen von Makrofossilien noch nicht befriedigend möglich gewesen (MENDES 1957). Sie werden außerdem dadurch erschwert, daß die teilweise darüber gelagerten pleistozänen Sedimente nicht immer von den tertiären Schichten unterschieden worden sind (vgl. KLAMMER 1971). Im allgemeinen scheinen die Ablagerungen miozänen und nur teilweise pliozänen und früh-pleistozänen Alters zu sein. Bisher bezeichnete man die wenig verfestigten Sandsteine und kaolinitischen Tone in der Regel als Serie das Barreiras und ordnete sie den tertiären Sandsteinformationen der nordostbrasilianischen Küste zu, die sich als Pliozän erwiesen haben. Neuerdings (BEURLEN 1970) neigt man aber mehr dazu, das amazonische Tertiär gesondert zu benennen, da in der lithologischen Ähnlichkeit allein noch kein Beweis für ein gleiches Alter oder eine gleiche geologische Geschichte beider Formationen gesehen werden kann.

Es gibt sichere Hinweise dafür, daß die tertiären Sedimente Amazoniens, die zuerst als Formation "Alter do Chão" vom unteren Rio Tapajós beschrieben wurden, denen aber die Manaus- und Pebas- (Iquitos-) Formationen ebenfalls zuzuordnen sind, schon aus dem Miozän stammen, z.T. bis zur Kreide reichen. Sie sind demnach älter als die pliozäne Serie das Barreiras von der brasilianischen Küstenregion und sollten daher zutreffender als Alter do Chão bezeichnet werden. Etwa eine Fläche von 1,7 bis 2 Mill. km^2 (AB'SABER 1967; KLAMMER 1971) der amazonischen Tiefebene werden von ihnen bedeckt. Alttertiär steht

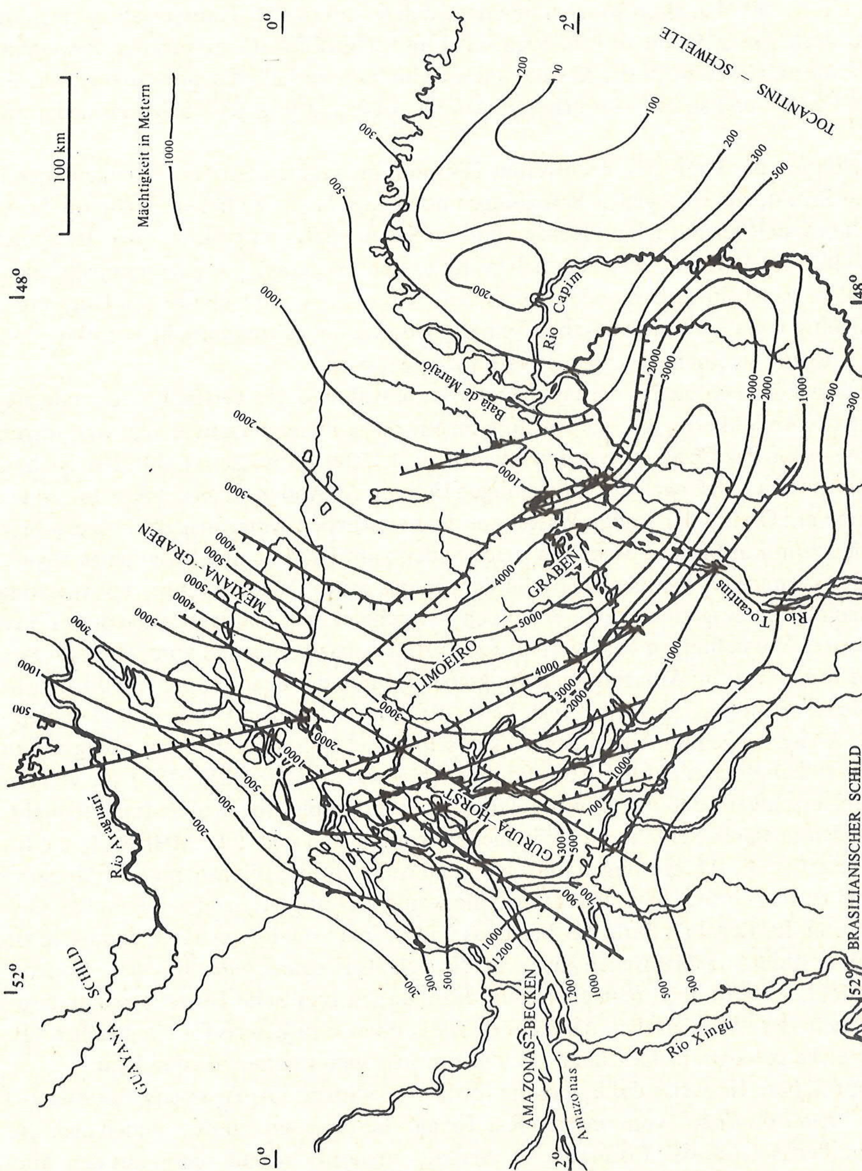


Abb. 8. Karte der geologischen Struktur des Amazonasmündungsgebietes (in Anlehnung an Ludwig 1968).

innerhalb des Amazonasgebietes gar nicht und im Andenvorland nur begrenzt an (BEURLEN 1970).

Im folgenden sei näher auf die kretazisch-tertiäre Entstehung der einzelnen Abschnitte des amazonischen Tieflandes eingegangen, um ihre postmiozäne Weiterentwicklung bis zum Amazonas-Becken in seiner heutigen Form besser zu verstehen.

4.1.1. Das Amazonasmündungsgebiet

In jüngerer Zeit sind durch die Bohrungen im Amazonas-Becken und im Marajó-Gebiet genauere Vorstellungen auch über die postjurassische Entwicklung der amazonischen Niederungsgebiete möglich geworden. Allerdings liegen bisher nur die Bearbeitungen der kretazisch-tertiären Bohrkerne aus dem Amazonasmündungsgebiet vor (LUDWIG 1968). Sie führten im Bereich der Ilha de Marajó zur Entdeckung einer Bruchzone mit dem Limoeiro- und dem Mexiana-Graben, in denen teilweise eine Folge von mehr als 5 000 m kretazisch-tertiärer Sedimente dem Kristallin oder Paläozoikum aufliegt (Abb. 8). Im einzelnen lassen sich sowohl die kreidezeitlich wie auch die tertiären Formationen nicht klar gliedern, weil das "Marajó-Becken", das die Sedimente aufgenommen hat, seit seiner kretazischen Entstehung in einem Übergangsgebiet zwischen kontinentalen und marinen Einflüssen lag (LUDWIG 1968). Die basalen Gesteine an den Grabenrändern, als Piedmont-Schichten bezeichnet, können mehr als 1 000 m Mächtigkeit aufweisen. Sie führen keine Fossilien und werden als Unterkreide angesehen, ganz sicher sind sie postrhaetisch. Es handelt sich um Gerölle aus kieseligen Sand-, Silt- oder siltigen Tonsteinen und Quarziten, offensichtlich fluviatiler Herkunft. Die unterste Grabenfüllung selbst besteht aus lakustrinen, teilweise mehr als 1 500 m mächtigen Schichten, die auch die Piedmont-Formation überdecken. Sie werden als Ablagerungen eines Sees nahe der Küste aufgefaßt, der anfangs mit Süß-, später aber auch z. Teil mit Salzwasser gefüllt gewesen ist. Die meist sandig-tonigen Sedimente führen nicht selten größere Mengen an organischer Substanz wie Pflanzen- und Knochenreste oder Lignit, teilweise sind sie kalkhaltig. Nach den paläontologischen und palynologischen Befunden reichen diese Seeablagerungen im Limoeiro-Graben von der Unterkreide bis in die Oberkreide (Alb), im Mexiana-Graben erweisen sie sich nur als Oberkreide (Campanien, Maastrichtien).

Den lakustrinen Fazies liegen gering mächtige sumpfige und litorale Schichten, ebenfalls aus der Oberkreide, auf. Sie werden aber noch in der Kreide von marinen Sand-Silt- und Tonstein-Folgen überdeckt, die teilweise einen hohen Gehalt an organischer Substanz aufweisen. Im Limoeiro-Graben erreichen die Schichten etwa 400 m, im Mexiana-Graben mehr als 600 m Mächtigkeit. Sie beginnen mit überwiegend neritischen Sedimenten, die dann in Deltabasis- und schließlich in Deltahangablagerungen übergehen. Nach TROELSEN (1964) soll das Marajó-Becken zur Zeit dieser Sedimentation eine marine Bucht mit offenem Zugang zum Meer gebildet haben.

Die fossilarmen Deltahangschichten erscheinen an der Wende zwischen Oberkreide und Tertiär und reichen bis in das Paläozän. Sie werden im Verlauf des Tertiär von Deltadachablagerungen, die bis zu 2 000 m mächtig sein können, überdeckt. Es sind (vgl. LUDWIG 1968) Rinnenablagerungen, Dammschüttungen, Sandbänke und Ablagerungen des Unterwasserplateaus eines Flußmündungsgebietes, das bis zum Beginn des Deltahanges reichte. Es handelt sich also überwiegend um fluviatiles Material, das sowohl in Süßwasser als auch in marinem Flachwasser festgelegt worden ist. Die Bildung dieser Schichten muß sich schon im Eozän und Oligozän, teilweise auch Paläozän, vollzogen haben (BEURLEN 1970: 32), denn im Untermiozän ist diese Deltadachformation teilweise von einer bis zu 300 m mächtigen Folge anfangs sumpfiger und litoraler, später neritischer Ablagerungen unterbrochen. Die eingeschobene marine Schicht stellt die Sedimente einer Meerestransgression dar, die einen Teil des

heutigen Küstenbereichs wie die Osthälfte der Ilha de Marajó, einen Streifen der Küste von Amapá und ein weiteres Gebiet zwischen der Rio Tocantins- und Rio Gurupi-Mündung vorübergehend überflutet hat. Es sind im allgemeinen fossilreiche Ablagerungen, die schon früh als Formation Pirabas von der "Zona Bragantina" von Pará beschrieben worden und wegen ihres Kalkgehaltes gut bekannt sind. Teilweise liegen die Pirabas-Fazies in Küstennähe unter flachen Lagen von pliozänem Barreiras-Sandstein. Im eigentlichen Marajó-Becken sind sie von etwa 200–300 m mächtigen Deltadachschichten überdeckt, die sich nicht wesentlich von den vergleichbaren prämiozänen Schichten unterscheiden.

Schon im Neogen scheint die derzeitige nordbrasilianische Küstenlinie mehr oder weniger festgelegt gewesen zu sein, sieht man von der schwachen untermiozänen Meerestransgression ab. Die 200–300 m mächtigen Deltadachschichten, die noch nach dieser Transgression im Amazonasmündungsgebiet zur Ablagerung kamen, machen deutlich, daß seit dem Untermiozän diese Region immer noch weiter abgesunken ist. Das völlige Fehlen jeglicher Deltabildung im Mündungsbereich des Amazonasstromes spricht sogar für eine noch heute anhaltende absinkende Tendenz dieses Gebietes. Denn jährlich trägt der Amazonas etwa 690 x 10^{12} t Alluvionen, Sande und Tone, in den Atlantik. "Das ist ein Bergkegel von etwa 1 000 m Höhe bei 60° Böschungswinkel" (SIOLI 1968). Vermutlich vollzog sich die Ablagerung der tertiären Deltadachschichten im Marajó-Becken in einer Landschaft, wie sie heute noch im Amazonasmündungsgebiet unterhalb der Mündung des Rio Xingú gegeben ist. Die Art und Anordnung der hier abgelagerten Sedimente stützen die Annahme, daß nach dem Einbruch des Limoeiro-Grabens in der Unterkreide und des Mexiana-Grabens in der Oberkreide das Senkgebiet zwischen dem Guayana- und brasilianischen Schild nicht nur nach Westen, sondern ebenso auch nach Osten in den Atlantik über das Marajó-Becken entwässerte. Dieses würde bedeuten, daß vielleicht schon während der Kreide, spätestens im Tertiär, ein "Ur-Amazonas" ins Marajó-Becken mündete, der die Sedimente zur Füllung der Graben und zur Aufschüttung der Delta-Schichten heranbrachte, die das Meer schließlich aus dem Marajó-Becken herausdrängten. Der den Westrand des Marajó-Beckens bildende Gurupá-Horst kann, wie oft vermutet, nicht als Wasserscheide zwischen Atlantik und Pazifik gedient haben. Er weist an seiner Nord- und auch an seiner Südflanke 600–700 m tiefe Rinnen auf, die nach Westen in das unteramazonische Senkgebiet führen und mit kreidezeitlichen und tertiären Sedimenten gefüllt sind (vgl. LUDWIG 1968). Epirogene Bewegungen, die sich im Süden von Amapá im Tertiär nachweisen lassen, mögen allerdings u.a. bewirkt haben, daß der Ur-Amazonas, oder Teile von ihm, zeitweise weiter nördlich als heute, z.B. im Gebiet des Rio Araguari, geflossen sind (vgl. LEINZ 1949 und Abb. 8).

4.1.2. Die untere Amazonasniederung

Der "Amazonasgraben" im Sinne von BEURLEN (1970), der die tertiäre Sedimentationsebene zwischen den Schilden etwa von der Rio Negro- bis zur Rio Xingú-Mündung umfaßt, wird hier als untere Amazonasniederung bezeichnet. Wie schon erwähnt (Seite 96) ist dieses Senkgebiet in der Kreide angelegt und nahm die von Monte Alegre als Itauajurí-Formation bekannten kontinentalen Ablagerungen auf. Der als Oberkreide datierte Itauajurí-Sandstein ist in Bohrungen in einem schmalen Streifen innerhalb des kreidezeitlichen Beckens bis nach Nova Olinda (SE von Manaus) nachgewiesen worden (BEURLEN 1970). Diese offensichtlich limnisch-lakustrischen Sedimente liegen dem Oberkarbon auf und erreichen Mächtigkeiten bis zu 400 m. Später sind die Kreideschichten von weniger verfestigten tertiären, weiterhin kontinentalen und überwiegend lakustrisch-fluviatilen Ablagerungen überdeckt worden, die das heute mehr oder weniger wellige und von Flußtälern zerschnittene Plateau bilden, das

im Norden und im Süden bis an die hier spiegelbildlich anstehenden, mit etwa 2° einfallenden paläozoischen Formationen – die sogenannten Karbonstreifen – reicht. Die tertiären Folgen, das Alter do Chão, weiter westlich auch als Manaus-Formation beschrieben, erreichen zwischen der Rio Tapajós- und der Rio Xingú-Mündung mehr als 1 250 m Mächtigkeit (AMARAL 1955). Ihre Mächtigkeit verringert sich am Ostrand nur über der Gurupá-Schwelle auf etwa 300 m. In den unteren Lagen überwiegen Konglomerate z.T. grobklastischer Sedimente. Ihnen liegen zahlreiche Folgen feinsandiger Schichten, teilweise äolischer Herkunft, mit tonigen Einschaltungen auf. Die oberste Lage besteht dort, wo sie noch weitgehend ungestört erhalten ist, aus einer 60–70 m mächtigen Decke kaolinitischen Tones.

Vermutlich bildete die untere Amazonasniederung noch an der Wende zwischen Kreide und Tertiär ein in sich geschlossenes, langsam absinkendes Binnenbecken, das an der Nord- und Südflanke der Gurupá-Schwelle in das Marajó-Becken entwässerte (vgl. Abb. 11 und Seite 100). Die heute sehr unterschiedliche Höhe des Plateaus der tertiären Sandsteine, vor allem zwischen der Rio Tapajós- und Rio Xingú-Mündung, wo sich teilweise ausgedehnte Tafelberge erheben, ist bedingt durch eine nach Süden einfallende epirogene Aufwölbung, die hier in breiter Front die Amazonasniederung quert. Sie kann sich erst im Pleistozän herausgebildet haben, wie zahlreiche aufgeschlossene Verwerfungen erkennen lassen (KLAMMER 1971). Westlich vom Rio Tapajós liegt das tertiäre Plateau zwischen 70 und 100 m über dem Meeresspiegel, östlich davon bis zu 170 m und zwischen Monte Alegre und Almeirim sogar 350 m hoch. Das ursprüngliche Niveau scheint noch am ehesten zwischen der Rio Tapajós-Mündung und Manaus, wenn auch mit schwachem Abfall nach Westen, erhalten geblieben zu sein. Der Amazonas hat vermutlich erst im Pleistozän im Zusammenhang mit eustatischen Meeresspiegelveränderungen sein heutiges breites und tiefes Tal in das tertiäre Sediment eingeschnitten, das auf der Westhälfte dieses Flußabschnittes von Ost nach West sich verbreiternd, 50–150 km, auf der Osthälfte dagegen nur 20–50 km breit ist. Allerdings dürfte der Ur-Amazonas, als er die tertiäre untere Amazonasniederung entwässerte und gemeinsam mit seinen Zuflüssen die Sedimente heranbrachte, die die Ebene füllen, schon einen ähnlichen Verlauf gehabt haben wie heute.

Eine exakte Datierung der Alter do Chão-Formation ist, wie schon erwähnt, auf direktem Wege mit Hilfe von Fossilien bisher nicht möglich gewesen. Ein Vergleich der unteren Amazonasniederung mit dem inzwischen gut bekannten Marajó-Becken berechtigt aber zu der Annahme, daß die Tektonik in den beiden nahe beieinander gelegenen Gebieten mehr oder weniger synchron verlaufen ist. Unter dieser Voraussetzung wären die Sedimente des Alter do Chão eher als vormiozän anzusprechen und nicht mit der pliozänen Barreiras-Formation der nordostbrasilianischen Küste vergleichbar, auch wenn sie sich lithologisch sehr nahe stehen (BEURLEN 1970). Es liegt nahe anzunehmen, daß zumindest die Basisschichten schon Eozän, teilweise sogar Paläozän sind, also ein ähnliches Alter haben wie die unteren tertiären Schichten im Marajó-Becken.

4.1.3. Die zentrale und obere Amazonasniederung

Der westliche Teil der unteren Amazonasniederung geht kontinuierlich in die zentrale Amazonasniederung über, an die sich etwa westlich von 68° WL die obere Amazonasniederung anschließt, die von Ost nach West sich verbreiternd bis an den Fuß der Anden reicht (Abb. 9). Das gesamte amazonische Niederungsgebiet mit den nach Norden und Süden allmählich ansteigenden Flanken der Schilde und der nach Westen halbkreisförmigen Abgrenzung durch die Anden bildet schließlich das heutige Amazonas-Beckens, das AB'SABER (1967) bei einer geomorphologischen Darstellung Amazoniens als ein von der Natur geschaffenes Amphitheater bezeichnete.

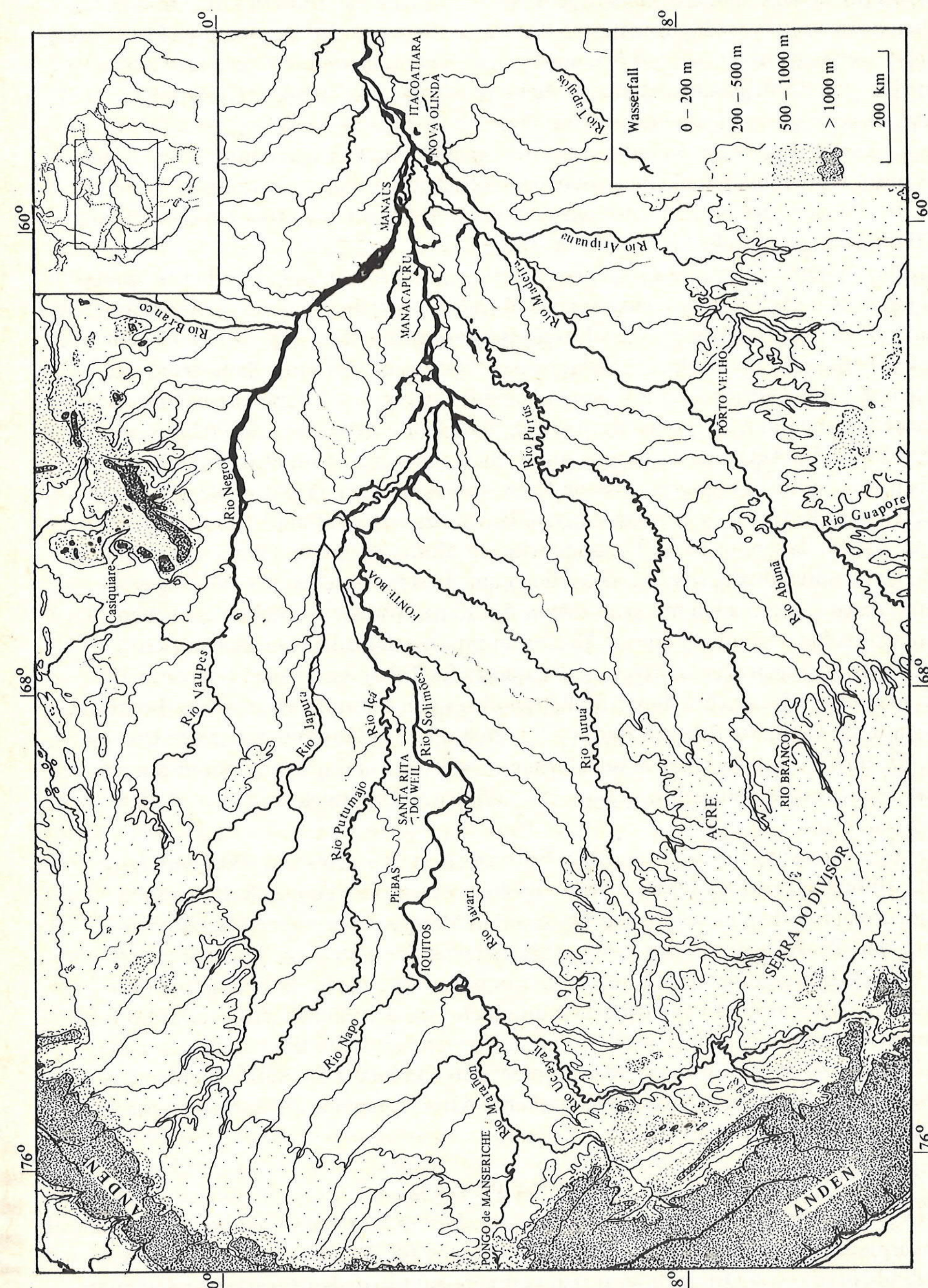


Abb. 9. Karte der oberen und der zentralen Amazonasniederung.

Im Jura und auch noch während der Kreide dürfte auch die zentrale und obere Amazonasniederung ein flaches Hochgebiet gewesen sein, das, wie erwähnt, sowohl nach Westen zum Pazifik als nach Osten in die untere Amazonasniederung bzw. zum Atlantik entwässerte. Spätestens am Ende der Kreide oder im Verlauf des Alttertiär, als sich vielleicht die nordöstlichen und südwestlichen Teile des kristallinen Plateaus aufzuwölben begannen und die Andenauffaltung vorbereitet wurde, kam es zum allmählichen Einsinken dieser Region. Vermutlich sind in dieser Zone ebenso wie im Amazonasmündungsbereich und in der unteren Amazonasniederung die epirogenen Bewegungen, die im Pleistozän noch anhielten, bis heute nicht ganz zur Ruhe gekommen.

Wie in der unteren Amazonasniederung bilden auch in der zentralen und oberen Amazonasniederung flach liegende tertiäre, teilweise auch quartäre Sedimente ein niedriges, schwach welliges Plateau, in das sich die Flüsse ihre mehr oder weniger breiten und tiefen Täler gegraben haben. Noch ist es nicht möglich gewesen, lithologische Unterschiede zwischen den Alter do Chão- bzw. Manaus-Formationen und den oberamazonischen Tertiärbildungen herauszuarbeiten. In allen Gebieten handelt es sich um nahezu fossilfreie lakustrische und fluviatile Ablagerungen, die sich vorerst nur indirekt datieren lassen. Ähnlich wie im östlichen Teil Amazoniens scheint auch in der oberamazonischen Niederung die Hauptmasse der tertiären Bildungen älter als bisher angenommen, also eher miozän als pliozän, zu sein (BEURLEN 1970). Für ein obermiozänes oder höchstens unterpliozänes Alter sprechen die flach anstehenden tonig-kalkigen Ablagerungen mit marinen und limnisch-brackischen Fossilien, die, als Pebas- oder Iquitos-Formation beschrieben, vom oberen Amazonasgebiet westlich von der Mündung des Rio Içá (Rio Putumaio) bis zum unteren Rio Ucayali bekannt sind.

Im Westen reichte zur Wende Kreide-Tertiär die obere Amazonas-Niederung an die schon in der späten Kreide ausgebildete andine Geosynklinale. Noch im Alttertiär wurde sie mit 2 500–5 000 m mächtigen Schichten terrestrischer, mariner und brackischer Ablagerungen aufgefüllt (vgl. LOCZY 1963). Im östlichen vorandinen Raum von Peru und Kolumbien stammen die letzten marinen Einschaltungen aus dem Oligozän. In dem zwischen Peru und Kolumbien liegenden Gebiet von Ostekuador überwiegen jedoch bis in das Miozän hinein marine Schichten, die nur gelegentlich von brackischen Lagen unterbrochen werden. In diesen Abschnitt reichte vermutlich noch im Miozän eine Meeresbucht in die östliche vorandine Senke (Abb. 11).

Die Flüsse der Westabdachung des Guayana- und zentralbrasilianischen Schildes dürften nach dem Beginn der Andenauffaltung über das allmählich einsinkende obere Amazonasniederungsgebiet in das Pebas-Iquitos-Becken, das in die Andenvorsenke überging, entwässert haben. Vermutlich stand noch im Oligozän der Pazifik über eine Bucht in Ostekuador mit der Andenvortiefe in Verbindung. Erst im Verlauf des Miozän falteten sich auch hier die Anden auf und riegelten das Meer endgültig vom ostandinen Raum ab. Es ist sehr wahrscheinlich, daß sich in der Übergangsphase in dem vom Meer allmählich isolierten Iquitos-Pebas-Becken noch eine zeitlang eine Brackwasserfauna hielt, die schon vorher in der Kontaktzone zum Pazifik vorhanden war. Weitere Hebungen, vor allem im Subandin, und Anlagerungen von Sedimenten haben schließlich eine Entwässerung des gesamten oberamazonischen Raumes nach Osten bewirkt. Es ist anzunehmen, daß die Pebas-Iquitos-Formation noch im Miozän, spätestens aber im Unterpliozän mit dem Abklingen der epirogenen Bewegungen im gesamten amazonischen Niederungsgebiet endet. Sollten sich diese Überlegungen von BEURLEN (1970) als richtig erweisen, wären die Alter do Chão und die Pebas-Iquitos-Formationen gleichaltrig und, wie schon an anderer Stelle betont, etwas älter als allgemein vermutet (vgl. OLIVEIRA e LEONARDOS 1943).

Die bisherige Zuordnung der Pebas-Formation zum Pliozän beruht vor allem auf der von hier seit langem bekannten artenarmen und zum Teil indifferenten Molluskenfauna, die marine, brackische und limnische Arten enthält (Übersicht bei DE GREVE 1938). Auch die im Gebiet zwischen Iquitos und dem oberen Solimões teilweise nur unter einer sehr dünnen tertiären oder quartären Decke liegenden und in tonige Lagen gebetteten flachen Braunkohlenflöze (Lignite, bis zu 1,66 m mächtig) werden als Pebas-Formation angesehen. Erwähnt sei in diesem Zusammenhang, daß im September 1961 bei niedrigstem Wasserstand wenige Kilometer oberhalb von Santa Rita do Weil (oberhalb der Mündung des Rio Içá) mehr oder weniger gut erhaltene Braunkohleschichten auf flachen, mehrere Hektar großen Inseln aus der Mitte des Flußbettes des Solimões heraustraten. An jenen Stellen der Inseln, wo die Kohle nicht mehr geschichtet anstand, sondern schon größtenteils vom Wasser fortgespült war, deckten lockere Lager fossiler verkieselter Knochen, in der Mehrzahl von Krokodilen und Schildkröten, den Boden.

Die Anwesenheit noch teilweise ungestörter tertiärer Ablagerungen in diesem Flußabschnitt zeugt für das jugendliche Alter des Flußbettes des nicht nur hier sehr dynamischen Solimões. Die erwähnten kohleführenden Schichten befinden sich heute schätzungsweise etwa 35–45 m über Meereshöhe. Das tertiäre oder pleistozäne Plateau erhebt sich im gleichen Gebiet auf 60 bis 70 m und entspricht in seiner Höhenlage etwa dem 1 500 km weiter östlich gelegenen Tertiär von Manaus. Wahrscheinlich darf man für die Phasen der Lignitbildung eine absinkende Tendenz mit gleichzeitiger Auffüllung im Pebas-Iquitos-Becken annehmen. Von den miozänen Kohlen im andinen Raum von Ekuador weiß man, daß sie in intermontanen, in Meereshöhe liegenden, stark absinkenden Becken gebildet worden sind (PUTZER 1968).

Im Grenzgebiet zwischen Brasilien und Bolivien, im Territorium Acre, erheben sich aus dem Tertiär die östlichsten, etwa 200 km langen, bis zu 600 m hoch ansteigenden Ausläufer der subandinen Falten. Weiter südwestlich folgen größere und höhere Bergzüge. Das Tertiär liegt dort bis zu 300 m hoch und wird z.T. als Pebas oder auch als älter (Rio Branco-Schichten) angesehen (vgl. BISCHOFF 1963b).

Untersuchungen über postmio- oder postpliozäne Krustenbewegungen im westlichen Teil des Amazonas-Beckens liegen nicht vor. Während des oberflächliche Anstehen der Kohle als Anzeichen für ein langsames Ansteigen des südwestlichen und vorandinen Raumes gelten mag, scheinen bestimmte Zonen der Amazonasniederung noch postpleistozän abzusinken. So liegen zwischen Solimões und Rio Negro und zwischen Rio Purús und Rio Madeira unterhalb der 20 und 30 m Höhenlinie weite Gebiete, die bisher nicht als im Pleistozän ausgeräumte Niederungen aufgefaßt worden sind. Bei der allgemein sehr geringen Höhenlage im Amazonas-Becken können schon schwache epirogene Veränderungen nachhaltige Auswirkungen auf die Landschaft haben. Der Niedrigwasserspiegel des Rio Negro schwankt bei Manaus im Höhenbereich von 15–20 m über dem Meeresspiegel. Folglich werden während der Hochwasserphase, bei der das Wasser im Hauptstromsystem Zentralamazoniens etwa 10–13 m ansteigt, u.a. die erwähnten Niederungsgebiete teilweise überflutet.

Vielleicht können geomorphologische Untersuchungen den Beweis erbringen, daß der Lauf des unteren Rio Negro einer noch jungen Verwerfungslinie folgt. Ein Stück oberhalb von Manaus fällt u.a. auf, daß auf weiten Strecken nur auf der linken Seite des Flusses die "terra firme" die Hochwasserlinie 20 m und mehr überragt, während das rechte Ufer vielfach von den Überschwemmungswäldern der Niederung zwischen Rio Negro und Rio Solimões gebildet wird.

STERNBERG (1950) hat zu zeigen versucht, daß das Rio Negro-Flußsystem von einem Netz parallel verlaufender Verwerfungslinien geprägt ist. Von geologischer Seite ist diese Deutung angezweifelt worden (BEURLEN 1970). Jüngste geomorphologische Studien scheinen dagegen die Vorstellungen Sternbergs zumindests durch Beobachtungen an Talsystemen in Unteramazonien teilweise bestätigen zu können (KLAMMER 1971).

4.2. Das Amazonas-Becken an der Wende Pliozän-Pleistozän

Je mehr man versucht, die geologische Entwicklung Amazoniens vom Miozän/Pliozän zum Pleistozän und Holozän zu verfolgen, umso spürbarer werden die Wissenslücken über diese letzte, für unsere biologische Fragestellung besonders wichtige Phase der amazonischen Erdgeschichte und umso sichtbarer der noch sehr spekulative Charakter der bisher dazu von verschiedenen Seiten gemachten Aussagen.

Im wesentlichen auf KATZER (1903) geht die heute noch allgemein verbreitete Vorstellung zurück, daß im Pliozän das Amazonas-Becken von einem riesigen Süßwassersee ausgefüllt wurde, der von den Anden bis etwa in das Gebiet zwischen der Rio Tapajós- und Xingú-Mündung reichte (Abb. 10). Die Aufstauung dieses Binnenmeeres soll erfolgt sein, als im Miozän die Anden sich auffalteten und den Pazifik von der Andenvorsenke abriegelten, in die nach dieser Auffassung bis dahin die meisten Flüsse des Guayana- und zentralbrasilianischen Schildes entwässerten. Eine damals im oberamazonischen Raum schon vorhanden gewesene gewässerreiche Niederung wurde daher überflutet. Vor der endgültigen Abriegelung vom Meer kam es im westlichen Teil noch vorrübergehend zur Entstehung der Brackwassersedimente der Pebas-Iquitos-Formation. Nach OLIVEIRA und LEONARDOS (1943) soll der marine Einfluß aber nicht vom Pazifik, sondern vom Norden auf der Ostseite der Anden über Kolumbien aus dem Karibischen Meer gekommen sein. Gegen Ende des Pliozän oder erst im Pleistozän (SIOLI 1968) verschaffte das Binnenmeer sich schließlich einen Abfluß nach Osten. Dieser Durchbruch zum Atlantik hat nach der Deutung von KATZER (l.c.) das unteramazonische Becken (den östlichen Teil der unteren Amazonasniederung und das Mündungsgebiet) geschaffen. Die hier vorhandene Alter do Chão-Formation könnte somit erst nach dem Auslaufen des Sees abgelagert worden sein. Der östliche Ausfluß des amazonischen Binnenmeeres entspräche nach dieser Theorie dem "Ur-Amazonas", dessen Zuflüsse sich durch rückschreitende Erosion ihre heutigen Täler in den trockengefallenen pliozänen (pleistozänen) Seeboden gegraben haben. Der alte Seeboden selbst bildet schließlich das tertiäre "Planalto" Amazoniens.

Die Auffassung Katzers kann durch die neueren geologischen Befunde in der erwähnten Form nicht erhärtet werden. Der gesamte Aufbau der unteren Amazonasniederung ebenso wie die sehr einheitliche Schichtenfolge der Alter do Chão- und Manaus-Formation widersprechen entschieden einer Begrenzung des Amazonas-Binnenmeeres auf den Raum westlich von Prainha zwischen der Rio Tapajós- und der Rio Xingú-Mündung. Nach BEURLEN (1970: 335) ist es eher wahrscheinlich, daß im Bereich der tertiären "transkontinentalen Aufschüttungsniederung" überhaupt nie eine ausgeprägte oder länger anhaltende Wasserscheide ausgebildet gewesen ist. Das Wasser hat dann folglich von dem zentralen Raum zwischen dem Guayana- und dem brasilianischen Schild sowohl nach Westen wie nach Osten abfließen können. Erst als der westliche Abfluß zum Pazifik im Verlauf des Miozän abgeriegelt war, ergab sich zwangsweise, nicht zuletzt durch eine Hebung oder auch Auffüllung des präandinen Gebietes, die heutige West-Ost-Orientierung des gesamten amazonischen Entwässerungssystems. Die Entstehung eines größeren, jedoch sehr flachen Binnenbeckens im vorandinen Raum, in dem die Iquitos-Pebas-Formation sich ablagerte, ist im unmittelbaren Zusammenhang mit der Schließung der Andenkette denkbar. Solch ein präandines Seen- und Niederungsgebiet ist aber nicht gleichzusetzen mit dem Beginn der Ausbildung des von Katzer geforderten Binnenmeeres.

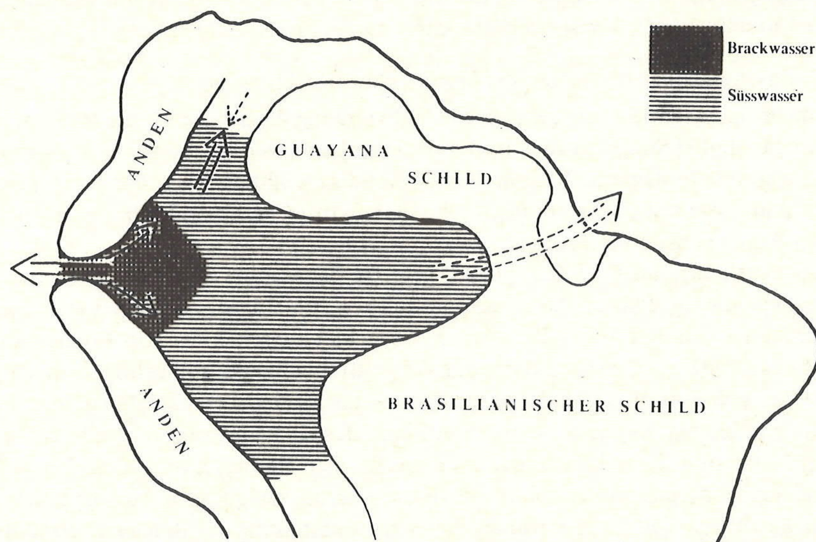


Abb. 10. Schematische Darstellung des miozänen Amazonasmeeres nach Katzer (1903). Der Abfluß in den Atlantik war erst nach der Schließung der Andenkette möglich. Zuvor stand das präandine Gebiet unter marinem Einfluß vom Pazifik und eventuell vom Orinoko-Becken her.

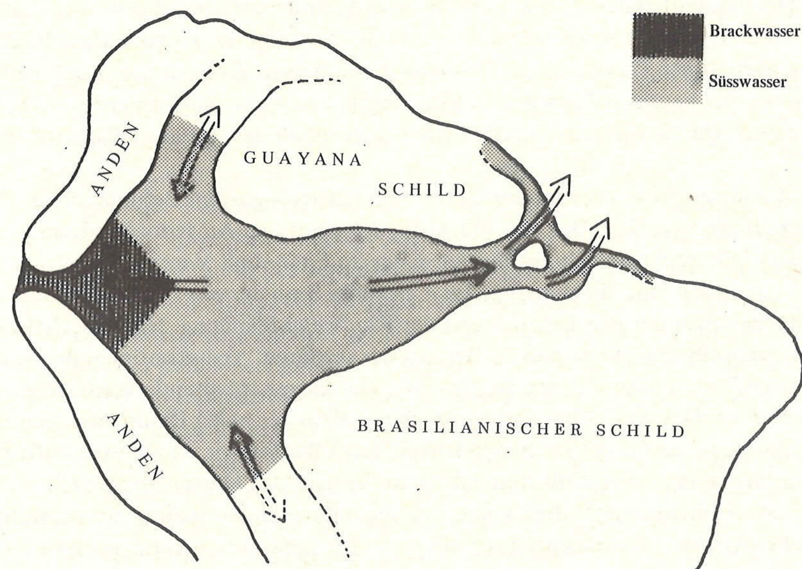


Abb. 11. Vermutliche Ausdehnung der Amazonasniederung im Miozän. Die Entwässerung erfolgte wahrscheinlich gleichzeitig in den Pazifik und in den Atlantik.
1 von Meer- oder Brackwasser; 2 von Süßwasser beeinflußte Sedimentationsebenen.

In dieses veränderte Bild fügen sich die Vorstellungen von GRABERT (1967a; 1971a; 1971b) über die Entwicklung des Rio-Madeira-Stromsystems. Im Verlauf der endgültigen Auffaltung der Anden entstanden im Andenvorland nördlich und südlich vom Iquitos-Pebas-Becken, das ja ein Teil der Amazonasniederung war, weitere Beckenlandschaften durch andenparallele Auffaltungen. Ein solches Becken entwässert der Rio Ucayali, ein weiteres und größeres der Rio Madeira. Das Rio-Ucayali-Gebiet dürfte schon bald nach seiner Entstehung Anschluß an das Amazonasstromsystem bekommen haben. Die Entwässerung des ausgedehnten "Madeira-Sees", der "ab der Wende von Tertiär- zur Pleistozän-Zeit" (GRABERT 1967a) das ausgedehnte Gebiet von den peruanisch-bolivianischen Voranden bis an den Südwestrand des brasilianischen Schildes überflutet haben mag, erscheint erst im Altpleistozän zum Amazonas erfolgt zu sein. Wahrscheinlich hat in dieser Zeit ein Ur-Madeira durch rückschreitende Erosion die paläo-mesozoischen Sandsteine der westlichen Verlängerungen der Serra dos Pareçis, die bis dahin die Wasserscheide zwischen Pazifik und Atlantik gebildet haben mag, weggeräumt und das "Madeira-See-Becken " angeschnitten. Der Durchbruch soll im Gebiet der heutigen "Abunã-Pforte" erfolgt sein. Offen bleibt allerdings die Frage nach der Größe und Dauer solch eines geforderten Madeira-Sees, da bei der allgemein niedrigen Höhenlage des präandinen Gebietes oberhalb der "Abunã-Pforte" sich Abflußmöglichkeiten andenparallel in die nördlichen und südlichen Niederungsgebiete postulieren lassen. Zur Zeit sind außerdem noch nicht die Auswirkungen von epirogenen Bewegungen und Verwerfungen – z.B. der "Transcurrant" Verwerfung (vgl. Seite 86) – auf die Lage und die Verlagerung von Flußläufen zu übersehen. Der Verlauf gerade des Rio Madeira, aber auch des unteren Rio Tapajós und des Rio Iriri–Rio Xingú sprechen für derart gegebene Zusammenhänge; für die Gestaltung des Rio Negro-Flußsystems hatte sie schon STERNBERG (1950) gefordert.

Bohrkerne und Talanschnitte zeigen, daß das Tertiär des zentralen und östlichen Amazonien dort, wo man es genügend kennt, in drei verschiedene Abfolgen untergliedert ist. Die untere Lage wird von groben Sandsteinen und Konglomeraten gebildet, in die feinsandige und tonige Schichten eingeschlossen sein können. Über diesen meist grobklastischen Sedimentfolgen lagert die zweite und zugleich mächtigste Folge, die aus überwiegend feinkörnigem, meist sehr buntem Sandstein besteht, der nach oben zunehmend stärker von kaolinitischen Horizonten durchsetzt ist. Diese Schicht enthält nicht nur Material lakustrisch-fluviatiler, sondern auch hohe Anteile äolischer Herkunft. Den Anschluß bilden kaolinitische Tone, die im Gebiet des unteren Amazonas heute noch bis zu 65 m Mächtigkeit erreichen (vgl. KLAMMER 1971). Diese kaolinitischen Tonauflagen, von SOMBROEK (1966) als Belterra-Ton bezeichnet und in ihrer stratigraphisch-geologischen Bedeutung erst von ihm voll erkannt, decken die tertiären Sandsteine nicht nur im östlichen Teil Amazoniens im Amapá- und im Maranhão-Gebiet, sondern ebenso auch im Raum von Manaus und in etwas abgewandelter Form wahrscheinlich auch noch in weiten Teilen des oberen Amazonas-Beckens.

Auf Grund der Ablagerungsform steht es außer Zweifel, daß dieser kaolinitische Ton sich in einem seenartigen Gewässer abgesetzt hat. Berücksichtigt man die Verbreitung des Belterra-Tones, dann dürfte dieser Binnensee noch erheblich größer gewesen sein als das Süßwasser-Meer, das Katzer forderte. Er könnte vom Andenvorland bis zum Atlantik gereicht und eher eine riesige flache Bucht des Atlantik als ein Binnenmeer dargestellt haben. Er hat vermutlich das gesamte heutige Niederungsgebiet zwischen den beiden Schilden und den Anden, in dem die Alter do Chão- bzw. Manaus-Formationen schon lange vorher abgelagert worden sind, überflutet (Abb. 12). Die älteren, spätestens miozänen oder früh pliozänen Sedimente scheinen im Gegensatz zu den lakustrischen Belterra-Tonen überwiegend fluviatilen Ursprungs und in einer gewässerreichen Tiefebene deponiert worden zu sein, in der fließende

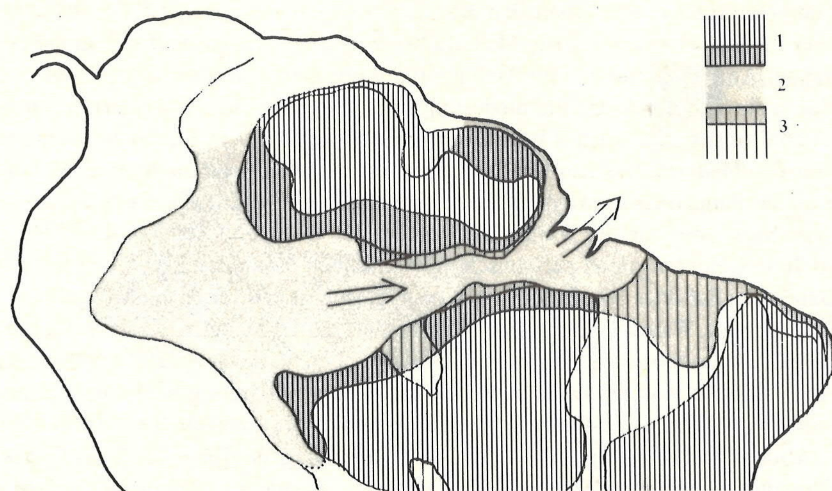


Abb. 12. Ausdehnung des "Belterra-Meeres" im Calabrium während des eustatischen Meeresspiegelanstieges zur Wende vom Pliozän zum Pleistozän. Durch den Aufstau des Amazonas wurden nicht nur die miozän-pliozänen Niederungen sondern auch Randgebiete der Schilde und die sie teilweise deckenden paläo- bis mesozoische Sedimentformationen überflutet. 1 Präkambrium, teilweise überflutet; 2 überflutete miozänpliozäne Amazonasniederung; 3 paläo- bis mesozoische Formationen, teilweise überflutet.

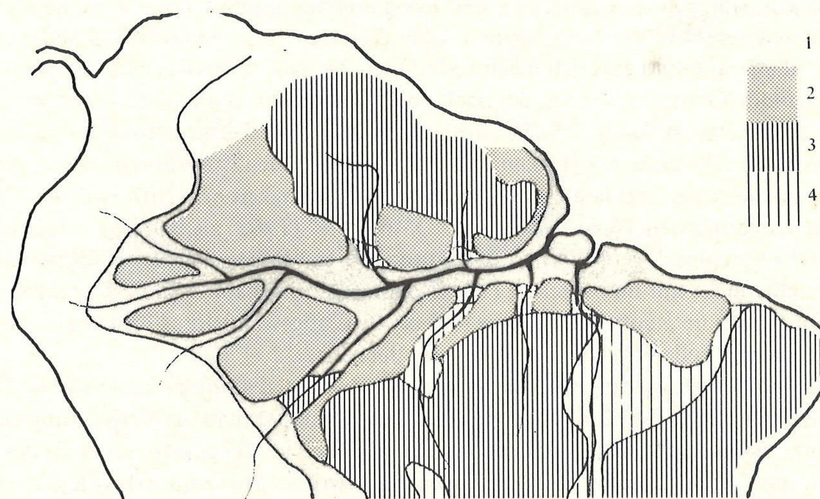


Abb. 13. Schematische Darstellung der neogenen Sedimentdecken im Amazonas-Becken. 1 quartäre Sedimente in pleistozänen Tälern; 2 tertiäre, während der Eiszeit teilweise umgelagerte und pleistozäne Sedimente; 3 präkambrische Formationen; 4 paläo- bis mesozoische Formationen.

und stehende Gewässer nebeneinander vorkamen, ineinander übergingen und Überschwemmungen mit trockenen Phasen abwechselten.

SOMBROEK (1966) glaubt sagen zu können, daß es zwischen der Ablagerung der fluviatilen Sedimente im "Miozän" und der Bildung der Belterra-Ton-Decke in der Amazonasniederung einen längeren Zeitraum ohne bemerkenswerte Sedimentation oder Erosion gegeben hat. Diese Aussage basiert auf der Feststellung, daß der oberste Alter do Chão-Horizont, auf dem der Belterra-Ton liegt, stark laterisiert ist. Der gleiche Autor (l.c.) macht deutlich, daß das amazonische Binnenmeer nur in Zusammenhang mit einem beträchtlichen eustatischen Meeresspiegelanstieg entstehen konnte, der den Aufstau des Ur-Amazonas in der geforderten Weise bewirkte. Unwichtig erscheint in diesem Zusammenhang die Frage, wie die eustatische Meeresspiegelveränderung erfolgte: durch Absinken des Kontinents infolge glazialeustatischer Bewegungen oder durch einen, wie auch immer verursachten Anstieg des Meeresspiegels schlechthin.

Ohne diese hydrologische Voraussetzung ist es nicht möglich, die jetzige beträchtliche Höhenlage des damaligen Amazonas-See-Bodens zu erklären, aus dem das Planalto der Amazonasniederung hervorgegangen ist. So trifft man ungestörte Belterra-Ton-Horizonte im Ostteil des Amazonasgebietes nur auf (130) 150–200 (350) m hoch gelegenen Flächen an. Auf Grund der Höhenlage verschiedener jüngerer Terrassen läßt sich ziemlich gut belegen, daß trotz aller postpliozänen tektonischen Störungen, die im gleichen Gebiet nachweislich zu beträchtlichen Verwerfungen geführt haben, die teilweise bis zu 200 m und mehr betragen, der ursprüngliche Belterra-Ton-Horizont zwischen 150 und 200 m über dem derzeitigen Meeresniveau gelegen haben muß. Einen entsprechend hohen Meeresspiegelanstieg scheint es an der Wende vom Pliozän zum Pleistozän während des Biber-Donau-(Prae-Nebrasca)-Interglazial gegeben zu haben, dessen Strandlinien, als Calabrium bekannt, etwa 180 m hoch liegen. Geht man von der Datierung von WOLDSTEDT (1969) aus, fällt diese Phase in das frühe Pleistozän, richtet man sich nach ZEUNER (1959), wäre es noch spätes Pliozän. Es ist naheliegend, diese Datierung mit den neusten Vorstellungen von der mittelmiozänen bis frühpleistozänen Vereisung in Zusammenhang zu bringen (vgl. TANNIER 1968). Der Wiederanstieg des eustatischen Meeresspiegels im damaligen Postglazial kann im Pliozän gelegen haben und dürfte dann der calabrischen Strandlinie entsprechen. Die geringen Höhenlagen des Belterra-Plateaus oder seiner Reste im zentralen oder westlichen Niederungsgebiet könnten aus dieser Sicht als Indiz für die absinkende Tendenz dieser Regionen gedeutet werden.

SOMBROEK (l.c.) vermutet, daß das kaolinitische Material überwiegend aus dem andinen Raum stammt, wo es aus damals schon vorhandenen Lagern ausgewaschen und in dem zum Atlantik treibenden Wasser des flachen Binnenmeeres nach Osten transportiert worden ist. Dabei soll sich von West nach Ost eine fraktionierte Sedimentation ergeben haben. Das gröbere Material verblieb im Andenvorland, nur die feinen Suspensoide konnten sich über das übrige Gebiete verteilen. Vergleichende Untersuchungen aus dem oberen amazonischen Niederungsgebiet, die diese Aussage stützen könnten, fehlen. Sehr wahrscheinlich ist, daß die im Norden und Süden das "Belterra-Meer" einschließenden Schilde ebenfalls als Lieferanten von tonigen Alluvionen eine Rolle gespielt haben (vgl. Seite 127).

Geht man von den Verhältnissen aus, wie sie heute im mittleren und unteren Amazonastal bei Hochwasser gegeben sind, wo das hier teilweise 100–150 km breite Tal jährlich mehrere Monate überschwemmt wird, so ist man geneigt, sich das spätpliozäne bzw. frühpleistozäne "Amazonas-Meer" als einen überdimensional verbreiterten, vom Meer aufgestauten Amazonas vorzustellen.

Ähnlich wie heute in den großen Várzea-Seen, so dürfte auch damals in diesem "Weiß-

Wasser"-Körper mehr durch Windeinwirkung und temperaturbedingte Turbulenzen als durch die Strömung das von den Zuflüssen gelieferte Feinsediment entsprechend lange genug suspendiert worden sein, um seine gleichmäßige Verteilung über die riesige Fläche von etwa 2×10^6 km^2 zu ermöglichen.

Aus dem folgenden Rechenbeispiel mag ersichtlich werden, daß die derzeitigen amazonischen Verhältnisse durchaus geeignet sind, sich die plio/pleistozäne Entstehung der Belterra-Tone zu vergegenwärtigen. Würde der Amazonas heute vom Meer aufgestaut werden, könnte er innerhalb eines Jahres ein Niederungsgebiet von 2 Mill. km^2 drei Meter hoch überfluten. Die Feinsedimente, die heute mit dem Weißwasser des Amazonas jährlich in das Meer transportiert werden, würden bei gleichmäßiger Verteilung über die genannte Fläche eine Schicht von etwa 6 mm ergeben. Innerhalb von 10 000 Jahren könnte mit dieser Menge eine Sediment-Formation von den Ausmaßen der Belterra-Ton-Folge aufgebaut werden. Mit dieser Rechnung soll allerdings kein verbindlicher Zeitraum für die wirkliche Entstehung solcher Ablagerung ermittelt, sondern nur die Größenordnung seiner landschaftsgestaltenden Kraft verdeutlicht werden, in der der Amazonas uns heute entgegentritt und die vor 2–3 Mill. Jahren kaum anders gewesen sein dürfte. Die angedeuteten Dimensionen machen deutlich, daß für die Bildung der Belterra-Formation ein sehr begrenzter Zeitraum ausgereicht haben dürfte.

Eustatischer Meeresspiegelanstieg und Sedimentablagerung müssen bei der Entstehung des Binnenmeeres stets so synchron verlaufen sein, daß der Amazonas-See flach blieb und der dauernde Abfluß von Süßwasser im Küstenbereich eine nachhaltige Transgression des Meeres verhinderte. Marine oder brackige Fazies sind nicht aus Belterra-Tonen bekannt, was nicht ausschließt, daß in einem breiten Übergangsgebiet schwacher mariner Einfluß bestand, etwa derart, wie wir ihn aus der Rio Tocantins-Mündung, der Baia do Pará (Baia de Marajó), kennen (EGLER und SCHWASSMANN 1962).

Das endgültige Absinken des Meeresspiegels, das sich, wie sein vorhergegangener Anstieg über einen langen Zeitraum erstreckt haben dürfte, ermöglichte den Flüssen, sich breite Täler in das weiche Sediment des Planalto zu graben. Man kann erwarten, daß diese Täler überwiegend auch wieder dort entstanden, wo schon einmal der Ur-Amazonas und seine Zuflüsse im Miozän/Pliozän sich ihre Täler ausgeräumt hatten, bevor sie im Zuge einer nachfolgenden Überflutung wieder aufgefüllt wurden. Tektonische Bewegungen mögen im Verlauf des Pleistozän oft zu Verlagerungen von Flußbetten und zu Erweiterungen von Tälern geführt haben. Dennoch ist anzunehmen, daß der heutige Verlauf des amazonischen Flußsystems, wie schon erwähnt, noch weitgehend spätpliozänen und frühpleistozänen Verhältnissen entspricht.

4.3 Das Quartär im Amazonasbecken

SOMBROEK (1966) und KLAMMER (1971) haben gezeigt, daß man von der Belterra-Ton-Terrasse ausgehend, die das amazonische Planalto ausmacht, auf geomorphologischem und pedologischem Weg die pleistozäne Entwicklung des Amazonasbeckens verfolgen kann. Leider sind von den erwähnten Autoren, bezogen auf ganz Amazonien, nur kleine Bereiche vom östlichen und unteren Amazonasgebiet in ihren Untersuchungen berücksichtigt worden. Dennoch dürften sich die hier gewonnenen Erfahrungen unter den notwendigen Vorbehalten auf andere Gebiete Amazoniens übertragen lassen.

Die aus dem Pleistozän weltweit nachweisbaren eustatischen Meeresspiegelschwankungen haben auch in dem flachen amazonischen Niederungsgebiet zur Bildung von Terrassen geführt. Während der verschiedenen Vereisungsphasen sank bekanntlich der Meeresspiegel tief ab, während der dazwischen liegenden Interglaziale stieg er wieder an, allerdings verringerte sich bei jeder Zwischeneiszeit die Amplitude. Der überaus hohe Meeresspiegelanstieg im Calabrium,

vielleicht an der Wende zwischen Tertiär und Quartär gelegen, führte mit großer Wahrscheinlichkeit, wie erwähnt, zum Aufstau des Amazonas. Sein Bodensediment – die Belterra-Formation – bildet seit dem Rückgang des Meeresspiegels die Planalto-Fläche Amazoniens. Alle darunter liegenden Terrassen sind keine eigentlichen Seebildungen mehr, sondern nur noch auf das jeweilige Meeresniveau bezogene Tal- und Beckenbildungen (KLAMMER 1971). Sowohl SOMBROEK wie KLAMMER (l.c.) unterscheiden im unteren Amazonasgebiet unterhalb des Belterra-Plateaus 5 weitere Terrassen, die mit denen von der amerikanischen Ostküste (Südosten der U.S.A. und Patagonien) bekannten gut korrelieren und sich zwanglos auch den von den Interglazialen des Pleistozän Europas beschriebenen Strandlinien zuordnen lassen (vgl. Tabelle 2).

Die Mehrzahl der von Klammer vermessenen Stufen des unteramazonischen Terrassen-Systems liegen in Höhen von 10, 20 und 30 m über dem Niedrigwasserstand des jeweiligen Flusses; nur wenige folgen im 70 und 90–100 m Höhenbereich. Alle aufgefundenen Terrassen können auf der untersuchten Strecke von 1 000 km in ost-westlicher Richtung im "Tertiär" des unteren Amazonasgebietes verfolgt werden. Daraus darf man schließen, daß die gleichen Terrassen in den weiter westlich gelegenen Teilen der Niederung auch ausgebildet sind.

Bei einer bodenkundlichen Kartierung (ANONYMUS 1970), im Hinterland von Manaus, bei der ein etwa 6 km breiter Streifen beiderseits der neuen Straße von Manaus nach Itacoatiara erfaßt wurde, sind geomorphologische Gesichtspunkte zur Beurteilung der Standorte mit herangezogen worden. Die dortigen Böden können vier verschiedenen Terrassen zugeordnet werden, die sich in 3–4, 6–15, 30 und 50–100 m Höhe über dem jeweilig nächsten Gewässerniveau befinden. Ohne weitere und genauere geomorphologische Analysen wird es vorerst kaum möglich sein, die bei Manaus gefundenen und nicht vergleichbar genau vermessenen Terrassen denen vom unteren Amazonas zuzuordnen, auch wenn die vorliegenden Höhenwerte dazu stark verführen. Diese Angaben liefern aber die ersten sicheren Hinweise dafür, daß im zentralen Niederungsgebiet Amazoniens eine ähnliche, wenn nicht sogar gleiche geomorphologische Gestaltung vorliegt wie im unteren.

In seiner ausführlichen Darstellung der Geomorphologie Amazoniens hat AB'SABER (1967) die vielen, meist sehr allgemeinen Angaben zu diesem Thema, die sich in der umfangreichen "Amazonas-Literatur" finden, analysiert und zusammengefaßt. Leider können die meist sehr heterogenen Informationen in diesem Zusammenhang kaum zur Erweiterung und Vertiefung unserer Vorstellungen verhelfen.

Es steht außer Zweifel, daß das mehrfache eustatische Ansteigen des Wasserspiegels im Verlauf des Quartär und der nach mehr oder weniger langen Perioden der Stagnation wieder einsetzende Rückgang des Wassers grundlegend die heutige geomorphologische Ausformung Amazoniens gestalteten. Mit fallendem Meeresspiegel vertieften und erweiterten die Flüsse ihr Bett in den relativ weichen tertiären und später auch quartären Sedimenten der Tiefebene. steigendem Meeresspiegel füllten sich die ausgeräumten Täler wiederum mit neuen Alluvionen, die, je nach Lage des Einzugsgebietes des Flusses, durch Abtragung alter Formationen oder auch nur durch Umlagerung jüngerer Sedimente erhalten wurden.

Ziemlich genau weiß man inzwischen, daß während der ausgeprägtesten Phase der letzten, der Würmvereisung, der Meeresspiegel etwa 100 m tiefer lag als heute (WOLDSTEDT 1969). Zur Zeit der Riss-Vereisung soll er, wie vermutet wird, sogar noch tiefer gefallen sein. Die interglazialen Meereshochstände sind heute überall an den Terrassen der Küsten und Niederungsgebiete zu erkennen. Die glazialen Meerestiefstände lassen sich in Amazonien u.a. geomorphologisch aus der Form der weiten Trichtermündungen vieler Flüsse (SIOLI 1968), aber auch durch Bohrungen sicher belegen. So sind z.B. im Gebiet von Manaus 100 m tiefe plei-

Tabelle 2. Meeresspiegelstände und Kusten-Terrassen im (Pliozän-) Pleistozän (nach Angaben von Woldstedt 1958, Zeuner 1969 und in Anlehnung an Sombroek 1966 und Klammer 1971) und im Holozän (nach Fairbridge 1962 und Bigarella 1965).

Strandlinien	Meeresspiegel (m)	Terrassen (m) Ostamerikanische Küste: USA, Amazonas, Patagonien	Chronologie
			Holozän
	0	–	
	– 2	–	
(Submergencia Paranaguaense)	+ 1	–	2 300 v. Ch.
	– 2,5	–	
(Younger Peron) Submg. Cananeiense	+ 3	(3)	4 000 v. Ch.
	– 3	–	
(Older Peron) Submg. Alexandrense	+ 2,7	(2,7)	5 800 – 5 200 v. Ch.
			Pleistozän
Epi-Monasterium	–100 + 3,5 ca.	–	Würm (letzte Vereisung)
Spätes Monasterium	+ 7,5 ca.	9	
Haupt. Monasterium	+ 17,5 ca.	22	Interglazial
	–200 (?)	–	Riss
Tyrrhenium	+ 30–40	31	Interglazial
	?	–	Mindel
Milazzium	+ 60 ca.	55	Interglazial
	?	–	Günz
			Pliozän n. Zeuner
Sizilium	+ 100 ca.	70 90	Interglazial
	?		Donau
Calabrium	+ 180 ca.	? Belterra-Plateau	Interglazial
	?		Biber

stozäne Sedimentfolgen erbohrt worden, die dafür sprechen, daß während irgendeines Glazials die zentralamazonische Talsohle mindestens 100 m tiefer lag als heute. Auf dieser Höhe etwa befindet sich jetzt noch ein kleiner Teil des Flußbettes des unteren Rio Negro zwischen Manaus und seiner Mündung in den Amazonas. Man darf annehmen, daß hier noch ein nur wenig verschütteter Teil des pleistozänen Flußbodens erhalten geblieben ist, der, obwohl 1 500 km entfernt vom Meer, immer noch 80–90 m unter dem Meeresspiegel liegt (SIOLI 1965). Schon wenige km weiter oberhalb dieser tiefsten Stelle nimmt im gleichen Gewässer die Tiefe rasch ab. Offensichtlich hat die postglaziale Zeitspanne dem Fluß noch nicht ausgereicht, sein pleistozänes Bett mit eigenen Alluvionen aufzufüllen, da der Rio Negro, wie alle Flüsse, die der bewaldeten zentralen Ebene entstammen, nur wenig Sedimente und Schwebstoffe mit sich führt. Der in seinem Unterlauf teilweise 40–50 km breite Strom verjüngt sich 100 km oberhalb der Mündung auf etwa 2 km Breite, um sich anschließend sofort wieder auf etwa 10 km zu erweitern. An der Verjüngung ist das Flußbett etwa 15–20 m tiefer als vor oder nach dieser Enge, d.h. er hat hier eine Tiefe zwischen 25–40 m und eine auffallend starke Strömung. Der Untergrund und die Ufer werden von einem Riegel aus Sandstein der "Manaus-Formation" gebildet. Während der Glazialperioden muß es hier einen mächtigen Wasserfall gegeben haben, sofern nicht eine sehr junge Verwerfung diese Barriere geschaffen hat. Nicht auszuschließen ist aber, daß die verzögerte Auffüllung des mittleren und untersten Rio Negro-Tales und sein heute noch so breiter Flußlauf sich nicht nur aus dem relativ geringen Angebot an Alluvionen erklärt, sondern auch im Zusammenhang mit einem noch postpleistozänen Absinken des Gebietes zwischen unterem Rio Solimões und Rio Branco bis hin nach Guayana und einer sich daraus ergebenden allmählichen Verlagerung des Flußbettes nach Nordosten steht (vgl. Seite 123).

Da die zentrale und obere Amazonasniederung geomorphologisch noch gänzlich unerschlossen sind, können unsere Vorstellungen nur von den schon gut gesicherten Untersuchungsergebnissen im unteren Amazonasgebiet ausgehen. Wie schon erwähnt, lassen sich die unteramazonischen Terrassen mit den Meereshochständen während der Interglazialperioden, wie sie an den Küsten Europas, Nordamerikas und Argentiniens nachgewiesen sind, in Verbindung bringen. Nach SOMBROEK und auch nach KLAMMER (l.c.) könnte die erste Sub-Belterra-Terrasse, die sich in 90–100 m Höhe befindet, dem Sizil entsprechen. Da sie vielfach aus umgelagerten Belterra-Tonen aufgebaut ist, wurde sie bisher mit den älteren Flächen des Belterra-Planalto verwechselt.

Erst die gezielten geomorphologischen und bodenkundlichen Untersuchungen der genannten Autoren haben die Voraussetzungen zur Unterscheidung der tertiären von den pleistozänen Sedimentbildungen geschaffen. Eine Definition der unteramazonischen pleistozänen Schichten gibt KLAMMER (l.c.). Danach sind es lockere Ablagerungen "aus lehmigen Grobsanden und Kies von einheitlich rotbrauner Farbe". Der Kies kann sehr grobe Komponenten enthalten, der Sand ist schlecht sortiert und umfaßt die Korngrößen vom Kies bis zu feinen Siltfraktionen. Kennzeichnend für die unteramazonischen pleistozänen Lockersedimente sollen aber die in ihnen stets auftretenden, mehr oder weniger kräftig ausgeprägten Horizonte aus charakteristisch gestalteten Eisensandsteinen sein, wie sie in dieser Form in den ungestörten tertiären Formationen nicht ausgebildet sind. Diese pleistozänen "Ortstein-Schichten" bilden horizontale Flächen von wenigen mm bis zu mehreren m Dicke. In ursprünglichen Profilen liegen die durch Eisenhydroxid plattenartig verfestigten Sande und Kiese vielfach übereinander. Diese stockwerkartige Anordnung der meist dünnen Lagen erlaubt den Schluß, daß der Aufbau der Terrassen sich relativ rasch und rhythmisch vollzogen hat. Die dicksten Schich-

ten finden sich in der Regel unterhalb der endgültigen Terrassenoberfläche, was wiederum für einen entsprechend langen Stillstand des jeweils höchsten Meeresspiegelniveaus innerhalb eines Interglazials spricht. Zumindest am unteren Amazonas besitzen die "Ortstein"-Horizonte, die hier schon seit alters ein begehrtes Baumaterial liefern (vgl. KATZER 1903), unter diesen Gegebenheiten eine aktuelle stratigraphische Bedeutung. "Ortstein"-Horizonte kommen auch in anderen Teilen Amazoniens vor (vgl. SOMBROEK l.c., GUERRA 1959). Ob aber auch im oberamazonischen Becken vergleichbare "Stockwerk-Eisenhorizonte" ausgebildet sind, muß noch belegt werden. Die Eisenablagerungen sind dort nicht überall in der gleichen Ausprägung zu erwarten, weil während des Pleistozän in weiten Teilen der Ebene keine neu gebildeten Alluvionen aus den Randgebieten und Gebirgen zum Aufbau der Terrassen zur Verfügung standen, und daher vielfach nur schon ausgewaschenes miozän-pliozänes Material zur Umlagerung kam.

Der pleistozäne plattenförmige Eisensandstein darf jedoch nicht mit den körnigen und knolligen Eisenhydroxid-Agglomeraten, wie sie in tonigen Formationen des Tertiär, z.B. in dem Belterra-Ton und den Alter do Chão-Formationen, auftreten und die SOMBROEK (1966) als Plinthite bezeichnet, verwechselt werden. Schon SAKAMOTU (1957, 1960) verweist auf die hier bestehenden Unterschiede hin. SOMBROEK (l.c.) differenziert zwar noch nicht zwischen Eisenhydroxidbildungen des Tertiär und Quartär, klassifiziert aber die "Plinthite" nach ihrer Form und ihrer Härte und glaubt, die gefundenen verschiedenen Typen auch bestimmten geologischen Entwicklungsphasen, insbesondere des Miozän/Pliozän, zuordnen zu können. Das Untersuchungsgebiet Sombroeks lag vor allem im südöstlichen Teil Amazoniens im Nordabschnitt der Straße Brasilia-Belém zwischen Belém und Imperatrize, wo das Belterra-Planalto vielfach noch erhalten ist. Die ausgedehnten pleistozänen Terrassen im unteren Amazonasgebiet, teilweise in der Nähe des Hauptstromes gelegen, haben offensichtlich etwas andere und klarer abgegrenzte Eisenhydroxid-Horizonte ausgebildet, die bei ihrer Entstehung nicht so stark von sekundär oder tertiär umgelagerten Belterra-Tonen gestört, sondern in erster Linie von den Alluvionen aus den Flußoberläufen, die im paläozoischen und präkambrischen Formationen liegen, geprägt worden sind.

Auf allen geologischen Karten wird die amazonische Niederung mit Ausnahme der "Várzea" des Hauptstromsystems als Tertiär eingezeichnet. Auch der gelegentliche Hinweis auf pleistozäne Bildungen vermag bei geologischen Erörterungen über dieses Gebiet nicht die bisher allgemein verbreitete Vorstellung vom tertiären Alter dieser Landschaft zu ändern. Im starken Widerspruch zur bisherigen Auffassung steht die Erfahrung von SOMBROEK (l.c.) und KLAMMER (l.c.), daß das "Tertiär" Amazoniens sich überwiegend als pleistozäne Bildungen darstellt. Das von Klammer berücksichtigte Untersuchungsgebiet am unteren Amazonas erfaßt eine Fläche von 150 000 km^2. Davon entfallen 20% auf pliozänes Belterra-Plateau, 70% auf pleistozäne Terrassen und 10% auf holozäne Sedimentationsgebiete. So ergibt sich die wohlbegründete Aussage: "Der untere Amazonas ist eine pleistozäne Terrassenlandschaft, gegliedert durch Reste eines höheren Stockwerkes pliozäner Plateaus" (KLAMMER 1971: 96). Klammer vermutet, daß die im Gebiet östlich der Tapajósmündung gefundenen Relationen zwischen Tertiär und Quartär in ähnlicher Weise auch in anderen Teilen Amazoniens gegeben sind.

Im allgemeinen entsprechen die eigenen Felderfahrungen und die Hinweise, die die bodenkundliche Studie aus dem Hinterland von Manaus liefert (ANONYMUS 1970), der Auffassung Klammers. Etwa 47% des im Raum von Manaus bodenkundlich erfaßten Gebietes (annähernd 4 000 km^2) beiderseits der Straße Manaus—Itacoatiara befindet sich unterhalb

der oberen Terrasse. Diese obere Terrasse, die sich 50 m und mehr über das jeweilig nächstgelegene Gewässerniveau erhebt, könnte nach den gegebenen Beschreibungen (sehr hoher Tongehalt) dem Belterra-Plateau entsprechen, das hier aber im Gegensatz zum Gebiet zwischen der Rio Tapajós und der Rio Xingú-Mündung schon stark abgetragen zu sein scheint. Die nächst niedere Terrasse mit schon deutlich tonärmeren Böden, die sich im Höhenbereich von 20—30 m über dem Flußniveau befindet, verrät schon durch die sie charakterisierenden oberflächennahen Lateritbildungen ihre pleistozäne Herkunft aus umgelagerten Belterra-Sedimenten. Die darunter liegenden Terrassen sind folglich ebenso als Quartär anzusehen.

Der im Gegensatz zum unteren Amazonas mit rund 50% sehr hoch erscheinende Anteil pliozäner Plateauflächen oder deren Reste im Raum von Manaus—Itacoatiara mag sich einmal aus einer noch ungenauen Abgrenzung der Terrassen erklären, zum anderen versteht er sich aber vor allem aus der Auswahl des Untersuchungsgebietes und darf daher nicht verallgemeinert werden. Die Trasse der Straße Manaus—Itacoatiara liegt weitgehend auf der jeweiligen Wasserscheide zwischen den das Gebiet durchschneidenden Fließgewässersystemen. Bei der Bodenuntersuchung sind also überwiegend die hoch- und höchstgelegenen Teile einer größeren Region erfaßt worden. Unter diesen Voraussetzungen widersprechen die von Manaus vorliegenden Angaben nicht den von Klammer angegebenen Größenordnungen, sondern bestätigen das Überwiegen pleistozäner Landschaftsstrukturen auch in Zentralamazonien.

Je weiter man nach Westen bzw. je tiefer man in die zentrale Amazonasniederung kommt, desto spärlicher werden genaue Angaben, die uns einen Eindruck von der Geologie und Geomorphologie dieses Gebietes liefern könnten. Verschiedene Literaturangaben (u.a. MARBUT und MANIFOLD 1925, 1926; GOUROU 1949) und eigene Beobachtungen bestärken den Eindruck, daß dort in weit stärkerem Maße als am unteren Amazonas weite Gebiete des Tertiär während des Pleistozän völlig umgeformt worden sind. Gefördert wird der Eindruck durch die Tatsache, daß der zentrale amazonische Raum westlich der Unterläufe des Rio Negro und des Rio Madeira im allgemeinen auch außerhalb der pleistozänen Täler des Hauptstromsystems nur 30—60 m über dem Meeresspiegel, also etwa 100 bis 150 m niedriger als das Tertiär des unteren Amazonas, liegt. Die "terra firme" erhebt sich hier demnach im allgemeinen nur 10—30 m über die Hochwasserlinie des Hauptstromsystems und entspricht in ihrem Niveau den jüngeren pleistozänen Terrassen des unteren Amazonas. Während der Hochwasserphasen überschwemmen im nördlichen Hinterland vom Rio Solimões, dem Mittellauf des Amazonas, weite Waldgebiete. Wir wissen vorerst nicht, ob dieser Teil der Niederung im Pleistozän nur abgetragen worden, oder, was wahrscheinlicher sein mag, seit jener Zeit abgesunken ist (vgl. Seite 104). Nach BEURLEN (1970) sprechen die Wasserfälle, die überall dort in den Flüssen anzutreffen sind, wo sie von der Peripherie kommend, den Nord- oder Südrand der tertiär-pleistozänen Niederung erreichen, eher für ein relativ junges Absinken des Tertiärgebietes als für eine Hebung der Schilde.

Wie wenig die tektonischen Krustenbewegungen in Amazonien seit dem Pliozän/Pleistozän zur Ruhe gekommen sind, zeigen uns die bereits erwähnten Verwerfungen am unteren Amazonas und das Fehlen eines Amazonas-Deltas. Auch die Anlage des Solimões-Amazonas-Tales spricht eher für ein langsames Absinken des zentralen Raumes noch im späten Quartär als für sein Verharren seit der Wende Pliozän/Pleistozän. Etwa zwischen Fonte Boa (Mündung des Rio Purus) und Monte Alegre (unterhalb der Mündung des Rio Tapajós) erweitert sich das Überschwemmungstal auffallend zum Zentrum hin (Abb. 9 und 15). Nur dort, wo das Flußtal die postpliozäne Aufwölbungszone zwischen Monte Alegre und der Rio Xingú-

Mündung schneidet, wird es eng und der Flußlauf auffallend geradlinig. So ist nicht auszuschließen, daß etwaige, im jüngeren Pleistozän noch anhaltende Absinkungstendenzen das heutige Bild des Amazonas-Talbodens, die "Várzea", in Zentralamazonien immer noch prägen und bewirkten, daß es hier noch nicht zu einem Gleichgewicht zwischen Sedimentation und Erosion gekommen ist. Die vielen Várzea-Seen sprechen dafür, daß der Amazonas sein pleistozänes Tal noch nicht überall maximal auffüllen konnte, obwohl er, anders als der Rio Negro, viel anorganische Fracht (50–200 mg/l) mitführt. Sollten sich die Vermutungen bestätigen lassen, daß Zentralamazonien im Verlauf des Pleistozäns noch langsam abgesunken ist und in weiten Gebieten auch jetzt noch weiter absinkt, so können auch noch besser als bisher die Flußmündungsseen, die sogenannten "rias" (vgl. DENIS 1927; GOUROU 1949), die charakteristisch gerade für dieses zentrale Gebiet sind, verstanden werden. BISCHOFF (1963) sieht u.a. in der Ausbildung der Trichtermündungen der Nebenflüsse des mittleren Amazonas Anzeichen für ein Absinken der Amazonasniederung in jüngster Zeit.

Nur sehr langsam steigt das oberamazonische Niederungsgebiet zur westlichen Peripherie hin an. Während im Norden die tertiären Randgebiete von den quartären Alluvionen der kristallinen Gebirge mehr oder weniger überlagert werden, macht sich im Westen und Südwesten der Einfluß der Anden und ihrer Vorgebirge bemerkbar, deren Alluvionen einen mehrere hundert km breiten präandinen Raum mit z.T. ausgedehnten Schwemmlandfächern bedecken. Je weiter man den oberen Amazonas zu den Anden hin verfolgt, umso geringer werden die im zentralen Raum so ausgeprägten Unterschiede zwischen dem Überschwemmungstal und der sie einschließenden "terra firme", bis schließlich beide Stufen ineinander übergehen und im Extremfall das Schwemmland in Form von Uferdämmen oder ausgedehnten alluvialen Fächern zur "terra firme" wird, während das angrenzende tieferliegende Gebiet ertrinkt.

Die wenigen geomorphologischen Hinweise dürften deutlich gemacht haben, daß das Werden der Landschaft in der amazonischen Niederung seit dem Pliozän sich mühelos aus einer durch schwache tektonische Krustenbewegungen und aus mehrfachem Wechsel des eustatischen Meeresspiegels sich ergebenden Steigerung von Erosion und Sedimentation versteht. Offensichtlich haben außerdem Klimaschwankungen zwischen Glazialen und Interglazialen durch den Wechsel von sehr humiden und weniger humiden Perioden zu ausgedehnten Vegetationsfluktuationen geführt und dadurch im selben Rhythmus die Erosion abwechselnd gehemmt und gefördert. Die in weiten Gebieten stark abgetragenen pliozänen und pleistozänen Terrassen zeugen von derartigen wechselvollen Veränderungen, denn viele Oberflächenformen können sich kaum bei geschlossener Waldbedeckung herausgebildet haben.

Das Flußsystem des Amazonas besitzt gewiß auch heute noch jene landschaftsgestaltende Dynamik, mit der es im Tertiär und Pleistozän die transkontinentale Niederung geprägt hat. Schon ein geringer eustatischer Meeresspiegelanstieg von 10–20 m würde bei der jetzigen Talbildung fast den gesamten zentralamazonischen Raum in einen Binnensee verwandeln und in kurzer Zeit weite Gebiete mit Tonsedimenten auffüllen können, deren Zusammensetzung dem Belterra-Ton entsprechen dürfte. Nach der Regression müßten dann tonige Terrassen zurückbleiben. MARBUT und MANIFOLD (1925) haben im 10 m Höhenbereich eine solche aus Feinsedimenten gebildete Terrasse beschrieben, deren Genese nicht rein fluviatil, sondern lakustrisch zu verstehen ist, und die sie von Marajó bis zum oberen Rio Solimões verfolgen konnten. Sie ist nicht nur am Ufer der terra firme, sondern ebenso auf einigen Inseln im unteren Amazonas und dem Várzea-Gebiet der Ilha Tupinanambaranas zu finden. KLAMMER (1971) bezeichnet sie als die Marajó-Terrasse und gibt für sie als Durchschnittshöhe 8–11 m an. Den letzten Meeresspiegelanstieg im 10–20 m Höhenbereich gab es wahrscheinlich vor der letzten Vereisung im Eemium. Im Postglazial folgten noch drei schwächere Meeresspiegelschwankungen (FAIRBRIDGE 1962). Die erste Anhebung des Meeresspiegels betrug annähernd 3 m und dauerte etwa von 5800 bis 5200 v. Chr. (Older Peron nach FAIRBRIDGE 1962, Submergencia Alexandrense nach BIGARELLA 1965). Ihr folgte ein Absinken der Meere um etwas mehr als 3 m unter ihr heutiges Niveau. Um 4000 ± 150 v.Chr. trat erneut ein Anstieg in Höhe der vorhergegangenen Überflutung ein (Younger Peron nach FAIRBRIDGE 1962, Submergencia Cananeiense nach BIGARELLA 1965). Die letzte Anhebung des Meeresspiegels ereignete sich etwa um 2300 ± 220 v.Chr. (Submergencia Paranaguaense nach BIGARELLA 1965), der sich nochmals ein Absinken um maximal 2 m anschloß. Nach MÜLLER und SCHMITHÜSEN (1970) ist während des ersten und auch während des zweiten postglazialen Meeresspiegelhochstandes die Insel Marajó im Amazonasmündungsgebiet überflutet worden. Im Überschwemmungstal des Amazonas dürfte sich während dieser Zeit, sofern die Niederschläge nicht im gleichen Zeitabschnitt nachgelassen haben sollten, das Flußwasser entsprechend um zwei bis drei Meter aufgestaut haben, sodaß Feinsedimente in einem Höhenbereich abgelagert werden konnten, der heute nur bei extremem Hochwasser erreicht wird.

Aber auch ohne Meeresspiegelanstieg kann sich, z.B. in Zentralamazonien, in nicht allzu ferner geologischer Zukunft erneut ein neues Sedimentationsbecken bilden, sofern die schon an anderer Stelle (Seite 113) ausgesprochene Vermutung richtig ist, daß das Gebiet zwischen Rio Solimões und Rio Negro noch weiter absinkt (vgl. Abb. 9). Selbst wenn es diese geforderte epirogene Bewegung nicht geben sollte, ist es denkbar, daß dieser Teil des zentralamazonischen Raumes in einem geologisch sehr kurzen Zeitraum sich geomorphologisch stark verändert. Nämlich dann, wenn die Wasserscheide zwischen den beiden erwähnten Strömen, die teilweise nur wenige Kilometer breite und nur wenige m hohe terra firme, die nahe am Nordufer des Solimões verläuft, durch rückschreitende Erosion endgültig durchbrochen ist. In dieser Phase könnte jährlich das Amazonas-Solimões-Wasser die Niederungen bis zum mittleren Rio Negro überfluten und das sich hier erstreckende Schwarzwasser- und Igapó-Gebiet in eine Várzea-Landschaft umwandeln. Hinweise dafür, wie schnell sich die Lage von Flußläufen in Amazonien verändern kann. und zwar im Zusammenhang mit großflächigen Krustenbewegungen, erbrachten die Beobachtungen des Casiquiare und einiger Zuflüsse des oberen Orinoko, die in einem Jahrhundert schon ihre Abflußrichtung zu wechseln vermochten (STERN 1971).

Noch ziemlich unsicher sind die Vorstellungen über den Klimaablauf in Amazonien während des Pleistozän. Von den amazonischen Randgebieten, der Rupununi-Savanne und den Küsten Guayanas (VAN DER HAMMEN 1963; VAN DER HAMMEN et al. 1964; WIJMSTRA 1969; WIJMSTRA et al. 1966, neuerdings auch von Rondonia (VAN DER HAMMEN 1972) und ferner von den kolumbischen Anden (VAN DER HAMMEN 1961; 1968) sind Wechsel zwischen feuchten und weniger feuchten Klimaphasen während der Eiszeit pollenanalytisch belegt. Ein entsprechender Nachweis dafür, daß auch im zentralen Amazonien ein derartiger Klimawechsel sich mehrfach vollzogen und Vegetationsfluktuationen in großem Stil bewirkt hat, stehen bisher aus. Von biogeographischer Seite werden aufgrund von Verbreitungsmustern von Floren- und Faunenelementen klimabedingte Waldarealverschiebungen während des Pleistozäns gefordert (HAFFER 1969, 1970; MÜLLER 1968, 1969, 1970; SIMPSON-VUILLEUMIER 1971; VANZOLINI 1970). Die bisher aufgezeigten biogeographischen Befunde können allerdings nur zum Nachweis von Perioden mit we-

niger feuchtem Tropenklima im Postglazial bzw. dem Ende der letzten Vereisung befriedigend herangezogen werden. Sie stützen sich z.T. (vgl. MÜLLER und SCHMITHÜSEN 1970) auf geomorphologische Daten (AB'SABER 1962, 1965; BIGARELLA 1964, 1965; BIGARELLA et al. 1965a, 1965b; FAIRBRIDGE 1962),die für die Zeiten mit Meeresspiegeltiefständen während des Pleistozäns und auch noch Postpleistozän im Küstengebiet Süd- und Nordostbrasiliens Ariditätsphasen belegen. Mit großer Wahrscheinlichkeit herrschte während der Glaziale, die mit den Ariditätsphasen in Süd- und Nordostbrasilien zeitlich korrelieren, in Amazonien ein weniger feuchtes Klima als während der Interglaziale. Das Klima während der Interglaziale dürfte dem heutigen entsprochen haben. Für einen derartigen Klimawechsel sprechen auch die Tiefseesedimente im Guayana-Becken vor der Nordostküste des südamerikanischen Kontinents. Während der trockenen Klimate wurden dort in größeren Mengen wenig ausgewitterte Feldspate und Chlorite, während der feuchten fast nur lateritische Tone (Gibbsite und Kaolinite) abgelagert (DAMUTH und FAIRBRIDGE 1970). HAFFER (1969) vermutet, daß der amazonische Regenwald immer wieder,jeweils während der Glazialzeiten, von Savannenvegetation aus dem zentralen Amazonasbecken verdrängt wurde und nur in wenigen peripheren Refugien erhalten blieb. Die postulierten pleistozänen Waldrefugien liegen in Gebieten, in denen heute Afw-Klima herrscht bzw. besonders hohe Niederschläge fallen. Die genaue Abgrenzung der Waldrefugien sollte in Zukunft geomorphologisch, pedologisch und vielleicht auch pollenanalytisch möglich sein. Die wenigen bisher durchgeführten geomorphologischen Untersuchungen im zentralen und unteren Amazonasbecken, pollenanalytische aus dem Quartär stehen noch aus, geben noch keine befriedigende Auskunft über das pleistozäne Klima in diesem Gebiet. MOUSINHO DE MEIS (1971a, ferner 1968, 1971b) betont, daß vom Spätpleistozän (Würmvereisung) bis zum Holozän "sowohl klimatische als auch eustatische Faktoren" in sehr komplexer Weise die Geomorphologie Amazoniens mitgestaltet haben, wobei ein Wechsel von weniger feuchtem zu feuchtem Klima postuliert wird. Ihre Angaben beziehen sich auf geomorphologische Studien im Gebiet des mittleren Amazonas zwischen Manacapuru und Itacoatiara. Nach KLAMMER (1971) liefern allerdings die geomorphologischen Befunde am unteren Amazonas, dem Abschnitt zwischen der Rio Tapajós- und der Xingú-Mündung,keine ausreichenden Hinweise für einen pleistozänen Klimawechsel in diesem Raum. Alles deutet dort eher auf eine Kontinuität des heutigen feuchten Klimas bis ins tiefe Quartär hinein hin. Sollte sich diese Feststellung für das untere amazonische Niederungsgebiet als richtig erweisen, ist damit nicht ausgeschlossen. daß in anderen Teilen Amazoniens während der Glaziale ausgedehnte semihumide Klimazonen bestanden haben. Ein ausgeprägtes semihumides Klimagebiet herrscht bekanntlich heute in Amazonien im Bereich der von REINKE (1962) aufgezeigten Awi-Klimabrücke, die von den Trockengebieten Ost- und Zentralbrasiliens zu den Savannen Guayanas und des oberen Rio Branco (Roraima) und den Llanos des Orinoko reicht. In dem von dieser Klimabrücke erfaßten Gebiet und auch in anderen Teilen der Amazonasniederung liegen sowohl die jetzigen jährlichen Niederschlagsmengen als auch deren Verteilung vielfach an der unteren Grenze für die Existenz des tropischen Regenwaldes. Die in diesen Regionen vom Regenwald eingeschlossenen Savanneninseln sprechen für die Grenzsituation, in der sich der Wald befindet. Es ist selbstverständlich, daß schon bei geringster Niederschlagsverminderung der Regenwald aus solchen Gebieten schnell zurückgedrängt werden kann. Es ist jedoch auch nicht auszuschließen, daß allein die glazialen Meeresspiegeltiefstände, die ein starkes Absinken des Grundwassers und schnelleres Abfließen des Oberflächenwassers bewirkt haben müssen, Grund genug waren, den amazonischen Regenwald aus weiten Gebie-

ten verschwinden zu lassen. Unabhängig von möglichen Schwankungen der Niederschlagsmengen darf man während der Vereisungsphasen im amazonischen Tiefland mit einem Temperaturabfall von 4°–5°C und in den andinen Berggebieten von etwa 7°C gegenüber den derzeitigen bzw. den zwischeneiszeitlichen Jahresdurchschnittstemperaturen rechnen (VAN DER HAMMEN 1972; WILHELMY 1967). Die Wirkung dieser Abkühlung auf die Flora und Fauna ist bisher noch nicht diskutiert worden.

4.4. Die postmesozoische Ausgestaltung der Schilde

Am Ende der Kreide setzte, wie schon erwähnt, im Zusammenhang mit der Loslösung des Guayana-brasilianischen Blockes von Afrika auf dem neuentstandenen südamerikanischen Kontinent eine intensive, bis ins Neogen hinein sich steigernde Tektonik ein, die das alte gondwanische, paläo-mesozoische Plateau umgestaltete. Das seit dem Kambrium stabile Kristallin wurde großflächigen Hebungen und Senkungen ausgesetzt, die sehr bald zu einer oberflächlichen Trennung des Guayana-Schildes von dem brasilianischen führte. Vielleicht verhinderte nur die gleichzeitige Auffaltung der Anden die Entstehung eines südamerikanischen Doppelkontinents, indem sich die präandine Geosynklinale mit andinem Erosionsmaterial füllte und der entstehende amazonische Sedimentationsraum als verbindendes Element sich herausbilden konnte. Die großräumigen epirogenen Bewegungen bewirkten, dank eines unterschiedlich feuchten, aber stets warmen Klimas, eine starke Abtragung, die den proterozoisch- bis mesozoischen Sedimentmantel in vielen Gebieten weitgehend wegräumte. Die alten Sedimentformationen blieben u.a. in den gleichzeitig sich ausbildenden Grabenbrüchen und Einmuldungen erhalten, wo sie teilweise von jungen Sedimenten überlagert wurden. Reste des präkambrischen Sedimentmantels überdauerten fast nur in zentral gelegenen Hochgebieten. Im Verlauf des Tertiär und Quartär haben sich allerdings nicht nur in den fluviatilen Niederungen, sondern auch auf anderen geeigneten Flächen junge Sedimente abgelagert und bedecken dort heute das Kristallin oder jüngere Formationen. Die Grenzzone zwischen der tertiären Niederung und dem Kristallin der Schilde weist heute im Amazonasbecken keine bemerkenswert großen Höhenstufen auf. Der Wechsel beider Formationen ist im allgemeinen nur an dem plötzlichen Auftreten von Stromschnellen und Wasserfällen in den Flußläufen erkennbar.

Die letzte intensive tektonische Beanspruchung, die teilweise auch die Schilde erfaßte, erfolgte im Pliozän. Sie schuf mit die Voraussetzungen für die starke Abtragung im Pleistozän (BEURLEN 1970). Die postmesozoische geologische Entwicklung läßt sich in dem tropischen Teil des Kontinents auf Grund der hier gegebenen Fossilarmut nur sehr lückenhaft verfolgen. Wie schon im Amazonasniederungsgebiet sich zeigte, können auch auf den Schilden nur Geomorphologie und Pedologie helfen, das Werden der heutigen Landschaft zu verstehen. Vorerst sind aber die ausgedehnten Gebiete der Hylaea, mit Ausnahme der Küste und des Amazonastales, nur unzureichend geomorphologisch und bodenkundlich bearbeitet worden. Dennoch erlauben die bisher durchgeführten Untersuchungen schon eine Reihe von Aussagen, die eine zeitliche Gliederung der Herausbildung der heutigen Oberflächenformen annähernd ermöglichen.

Verschiedene Autoren (JAMES 1959; KING 1956, 1957, 1967; McCONNEL 1966, 1968; SOMBROEK 1966) haben von den beiden Schilden 5 Einebnungsflächen beschrieben, die, wie man annimmt (KING l.c.), auch mit Erosions- und Depositions-Zyklen in Westafrika korrelieren. Ihre genaue Datierung und ihre jeweilige inter- und transkontinentale Anordnung muß vorerst noch weitgehend hypothetisch bleiben. Unabhängig davon liefert

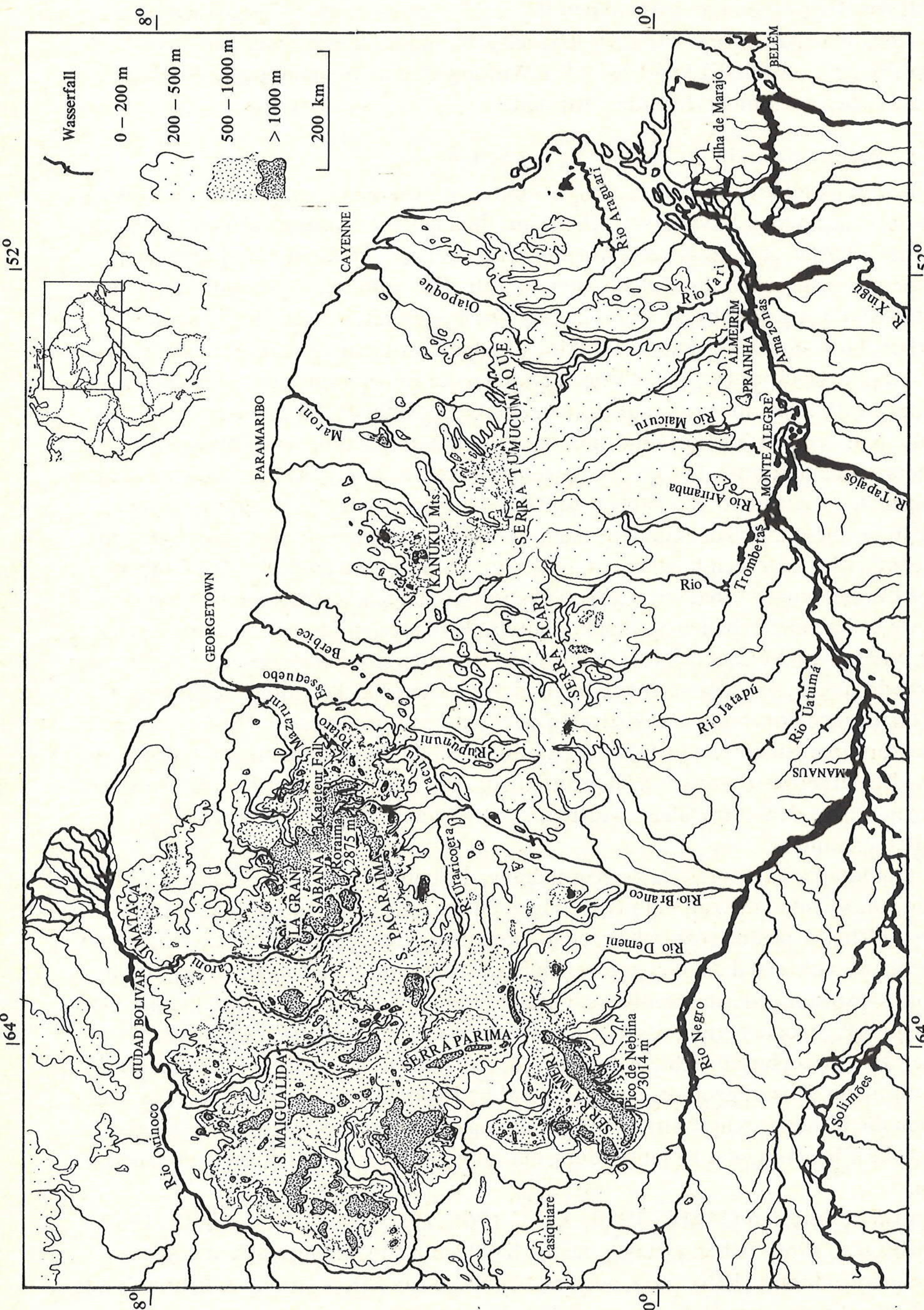


Abb. 14. Karte des Guayana-Schildes und der unteren Amazonasniederung.

aber die geomorphologische Gliederung dieser Gebiete schon jetzt die Grundlage für weitere geologische und paläogeographische Vorstellungen. Folgende Einebnungsflächen zeichnen sich auf dem Guayana-Schild und auf dem nordöstlichen Teil des brasilianischen ab.

1) Stark eingeebnete gondwanische Flächen, die sich nicht genau datieren lassen. Sie stammen wahrscheinlich aus dem Jura oder der früheren Kreide, können aber auch älter sein.
2) Wenig ausgeprägte postgondwanische Flächen, die von der Wende Kreide/Tertiär stammen mögen, eventuell auch etwas früher zu datieren sind.
3) Weit ausgedehnte, stark eingeebnete Flächen, die wahrscheinlich im Neogen, falls nicht auch schon im älteren Tertiär, entstanden sind.
4) End-tertiäre Talflächen und Küstenebenen.
5) Quartäre, tief in die tertiären Ebenen eingeschnittene Talstufen, die sich in mehrere Terrassen untergliedern lassen.

4.4.1. Der Guayana-Schild

Der Guayana-Schild wölbt sich als ein im allgemeinen flaches, etwa ost-west gerichtetes Oval aus den ihn umgebenden Sedimentationsebenen des Orinoko, des Rio Negro, des Amazonas und der nordöstlichen Küstenniederung (Abb. 14). Allerdings erstrecken sich auf der nordwestlichen Hälfte des Schildes einige Bergketten, zu denen die höchsten Erhebungen außerhalb der Andenauffaltung in Südamerika gehören (Pico da Neblina 3 014 m; Pico 31 de Março 2 992 m; Roraima 2 875 m). Abgesehen von diesen Gebirgsformationen und jungen Aufschüttungen wird die Oberfläche fast ausschließlich von relativ niedrig liegendem Präkambrium gebildet. Nur in einem begrenzten Grabenbruchgebiet (Tacutu), das sich östlich vom oberen Rio Branco auf das Rupununi-Plateau erstreckt, ist mesozoisches Sediment erhalten geblieben. Außerdem streichen am Südrand des Schildes als nördliche Begrenzung der unteren Amazonasniederung in einem schmalen Band die paläozoischen Sedimente des Amazonasbeckens, die “Karbonstreifen”, aus. Das Präkambrium wird auf der Nordhälfte des Schildes von z.T. stark gefalteten präkambrischen Geosynklinalauffüllungen gebildet. Auf der Südhälfte stehen überwiegend Granite und Gneise an. Der zentrale und westliche Teil wird von den im Durchschnitt 1 000 m hohen, aber auch 3 000 m Höhe erreichenden Tafelbergen der Roraima-Formation beherrscht, deren Sandstein- und Quarzit-Lagen von mächtigen Dolerit-Schichten durchsetzt sind. Aber auch außerhalb der Roraima-Formation treten auf dem gesamten Schild häufig ausgedehnte Doleritintrusionen und -Durchbrüche auf. Zwischen die Gebirgsformationen schieben sich tertiäre und quartäre Sedimentaufschüttungen, die vielfach auch präkambrische Einebnungsflächen in den unteren Höhenbereichen verhüllen und schließlich in einem breiten Saum als Küsten- oder Flußniederungen den Schild einschließen.

Die Reste der vermutlich ältesten Einebnungsflächen des Kontinents bilden die Tafelberge der Roraima-Formation. Nach McCONNEL (1968) sind sie proterozoisch und etwa 1 700 M.J. alt. Höchstwahrscheinlich stellen sie die ältesten nicht kristallinen Landoberflächen der Erde dar. Der Roraima-Sandstein hat der Verwitterung besser widerstehen können als die anderen archaischen Gesteine dieses Gebietes. Dort, wo der Sandstein von Dolerit durchsetzt ist, haben sich auf den Flächen Laterite gebildet. Zwischen den Tafelbergformationen und auch innerhalb der peripheren Ebenen, vor allem auf der Westhälfte des Schildes, ragen vielfach Inselberge aus kristallinem Präkambrium auf, die ebenfalls als Überbleibsel der ältesten Landschaft des Kontinents aufgefaßt werden können.

Die Tafelberge sind teilweise von etwa 500–700 m hoch liegenden Einebnungsflächen umgeben, die auch unabhängig von ihnen in der gleichen Höhenlage auf dem ganzen Schild nachgewiesen werden können. An geeigneten Stellen überlagert sie Schutt der Roraima-Formation und von jüngeren Dolerit-Intrusionen. McCONNEL (1968), auf dessen Angaben wir uns hier im wesentlichen beziehen (weitere Literatur auch dort), bezeichnet diese Plateaus als Kopinang-Flächen. Sie sind gut erforscht, weil sich auf ihnen stark eisen- und aluminiumhaltige Laterite finden, die mehr oder weniger abbauwürdiges Bauxit liefern. Die etwa 650 m hohen Flächen im venezolanischen Teil des Schildes in der Provinz Bolivar bergen in ihren oberen Schichten reiche Hämatitvorkommen. Man hat errechnet, daß für die Anreicherung dieses Erzes durch Verwitterung mindestens 50 Mill. Jahre erforderlich waren. Nach anderen Schätzungen müssen die eisenhaltigen Quarzite, die das Metall geliefert haben, schon seit der Kreide oberflächlicher Verwitterung ausgesetzt gewesen sein. Am Nordrand des Schildes liegen im Gebiet von Surinam die bauxitführenden Kopinang-Flächen tiefer. Sie fallen hier von etwa 450 m Höhe sehr rasch nach Norden auf etwa 300 ab und zeigen damit deutlich ein noch junges Absinken dieses Teiles des Schildes an. Die Randzone des abgesunkenen Gebietes stößt an den Berbicé-Graben, der ähnlich wie das Limoeiro-Mexiana-Grabensystem im Amazonasmündungsgebiet am Kontinentalrand am Ende der Kreide angelegt und mit mehreren 1 000 m mächtigen kretazisch-tertiären Sedimenten aufgefüllt worden ist. McConnel gibt für die Ausbildung der Kopinang-Fläche einen Zeitraum an, der zwischen später Kreide und frühem Tertiär liegt.

Eine dritte Einebnungsfläche, von McCONNEL (l.c.) Kaieteur-Fläche genannt, läßt sich im Höhenbereich zwischen 250 und 500 m ebenfalls auf dem gesamten Schild nachweisen. Sie liegt im zentralen und südlichen Teil des Gebietes höher als im nördlichen. Den Namen hat diese Einebnungsfläche von einer ausgedehnten, auf der Roraimaformation entstandenen Peneplain, auf der der Fluß Potaro mäandriert, bevor er über den Kaietur-Wasserfall, der etwa 270 m hoch liegt, hinunterstürzt. Dort, wo nicht nur Präkambrium, sondern auch jüngere basische intrusive Dolerite die Kaietur-Fläche aufbauen, findet sich aluminiumreicher Laterit. Trotz ehemals weiter Verbreitung, wie ihre Reste in der Peripherie zeigen, sind die Kaieteur-Flächen nur noch im zentralen Hebungsraum, wie z.B. im Pakaraima-Berggebiet, gut erhalten. McConnel gibt als Zeit für die Anlage dieser Einebnungsfläche spätes Tertiär, also Miozän (Pliozän), an. Zieht man in Betracht, daß die tektonischen Bewegungen, d.h. die Hebung des Schildes und das Absinken des Amazonasbeckens, in diesem Zeitabschnitt noch nicht abgeschlossen waren, liegt es nahe, die Entstehung der Kaieteur-Fläche mit der Bildung der Alter do Chão-Formation zeitlich in Verbindung zu bringen. Das würde bedeuten, daß der zentrale Bereich des Guayana-Schildes sich seit dem Miozän (Pliozän) noch etwa 100–350 m gegenüber der Alter do Chão-Fläche im unteren Amazonasgrabengebiet (die wir hier ohne Belterra-Ton-Auflage mit etwa 150 m Höhe ansetzen) herausgehoben hat. Die Diskrepanz im Höhenunterschied der beiden Plateaus verringert sich, wenn man das Absinken des amazonischen Niederungsgebietes seit dem Pliozän in die Rechnung mit einbezieht.

Als vierte Einebnungsstufe oder Rupununi-Fläche werden von McCONNEL (l.c.) die Ebenen im Höhenbereich von etwa 110–150 teilweise bis 200 m Höhe angegeben. Sie sind überall auf dem Schild anzutreffen und bilden einen breiten Saum um das zentrale Hochland, in das sie tief in den Tälern der großen Flüsse eindringt. Als echte Peneplains reichen die Rupununi-Flächen im Grenzraum zwischen den Guayanas und Brasilien in das eigentliche Gebiet der Wasserscheide des Schildes. Im Rupununi-Gebiet tragen sie die dortigen Savannen, die sich nach Westen bis in das Einzugsgebiet des oberen Rio Branco erstrecken. Das Plateau weist dort ein deutliches Gefälle von Süden nach Nordwesten auf. Im östlichen Grenzgebiet von Guayana-Brasilien liegt die Rupununi-Fläche etwa 200 m hoch, geht dann aber allmählich auf 100 m im Roraima-Vorland herunter. Dieser ungewöhnliche Abfall zum Zentrum des Schildes hin bestätigt die an anderer Stelle (Seite 113) ausgesprochene Vermutung, daß das Gebiet vom mittleren Rio Negro und vom Rio Branco in noch jüngerer Zeit, nach Norden einfallend, absinkt. Für das Absinken dieser Region spricht auch das Anzapfen des Proto-Berbicé-Flusses durch den Rio Branco, was vermutlich im Pleistozän geschah. McCONNEL (1959) weist darauf hin, daß die Rupununi-Ebene einstmals die Talsohle des Proto-Berbicé gewesen sein muß. Die ausgedehnten, waldbestandenen Ebenen auf der Nordhälfte des Schildes gehören ebenfalls zur Rupununi-Fläche, die hier teilweise das Präkambrium verdeckt. Ebenso sollen die venezolanischen Llanos am Nordwestrand des Schildes sich in diesen Horizont einordnen lassen. Auf der Südhälfte und im südwestlichen Teil des Schildes ragen aus den vergleichbaren Ebenen die Inselberge oder auch Reste älterer Einebnungsflächen.

Die Rupununi-Flächen sind im allgemeinen stark lateritisiert und können sehr eisenhaltige Bauxite führen. McConnel vermutet, daß ihre Entstehung am Ende des Tertiär erfolgte. Die Datierung korreliert gut mit der Ausbildung des Belterra-Ton-Horizontes, der nach SOMBROEK (1966) an der Wende von Pliozän-Pleistozän sich auf das mio-pliozäne Alter do Chão-Sediment der Amazonasniederung gelegt haben soll. Zur Zeit der Aufstauung des Belterra-Sees muß mit einem eustatischen Meeresspiegelanstieg von etwa 150–200 m gerechnet werden. Wie erwähnt, liegen die Strandlinien des Calabrium, die in diesem Zeitraum sich ausgebildet haben sollen, rund 180 m über dem heutigen Meeresspiegel. In diesen Höhenbereich fügt sich sehr gut die Rupununi-Fläche, wenn man berücksichtigt, daß quer durch das zentrale Schildgebiet vom oberen Rio Branco über die Rupununi-Savanne zur Küstenebene des Berbicé die Rupununi-Flächen im Quartär um maximal 100 m abgesunken sind, etwa soviel (75–100 m) wie vermutlich auch das Belterra-Plateau in Zentralamazonien zur gleichen Zeit abgesunken ist.

Die unterste Einebnungsfläche, die Mazaruni-Fläche nach McCONNEL (l.c.), schließt alle Talflächen und Flußterrassen ein, die unterhalb der 100 m Höhenlinie liegen. Ihre Beurteilung ist bisher noch nicht befriedigend möglich. Es gibt aber genügend Hinweise dafür, daß sich hier mehrere Höhenstufen abzeichnen, von denen man erwarten kann, daß sie den von KLAMMER (1971) nachgewiesenen pleistozänen Terrassenfolgen des unteren Amazonasbeckens entsprechen. Der oberste Horizont der Mazaruni-Flächen, die in den Tälern der größeren Flüsse besonders gut in Erscheinung treten, liegt nach McCONNEL (1956, 1968) etwa 75 m über dem Meeresspiegel und ist wahrscheinlich im Pleistozän ausgebildet worden. Zu dieser Zeit soll sich auch der untere Potaro-Fluß sein Tal durch die Rupununi-Fläche geschnitten und den etwa 250 m hohen Kaieteur-Wasserfall gebildet haben. Den Angaben aus Guayana entsprechen die Beobachtungen von WENSINK (1968) in Surinam, der am oberen Seramacca zwei Terrassen, eine 12 und eine 16 m hoch über dem Fluß gelegen, feststellen konnte. Die absolute Höhe über dem Meeresspiegel wird nicht erwähnt. Sie muß aber, seinen Angaben entsprechend, im Höhenbereich zwischen 70 und 90 m liegen. Auf der Terrassenfläche konnte grober Kies nachgewiesen werden, der sonst in dieser Talauffüllung fehlt. WENSINK (l.c.) sieht in ihm den Zeugen eines trockneren und kühleren Klimas und vermutet, daß die Terrassen in der zweiten Hälfte des Pleistozän gebildet worden sind.

Auf den geologischen Karten ist u.a. im Gebiet der Serra Tumucumaque und des

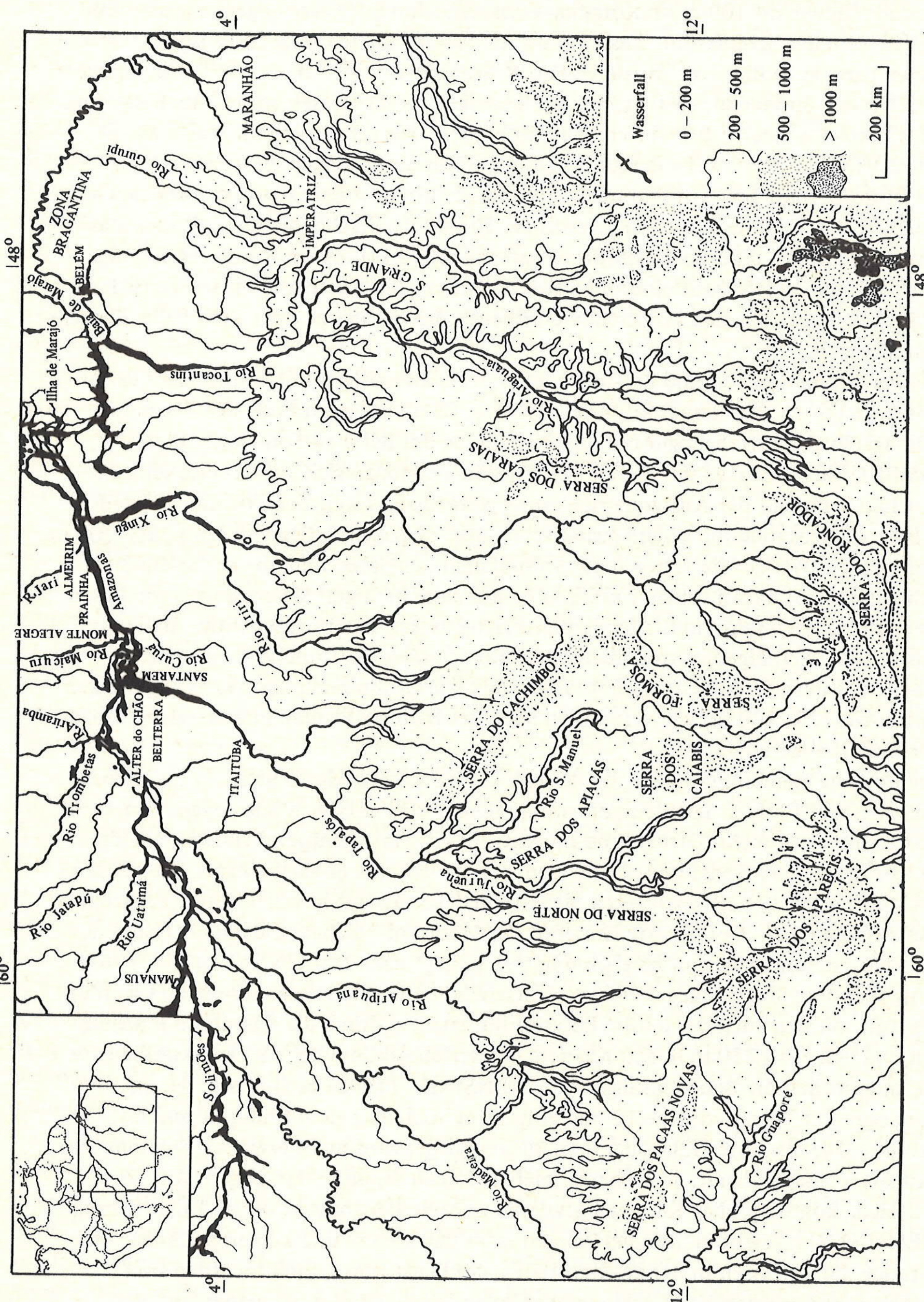


Abb. 15. Karte des nordwestlichen Teiles des brasilianischen Schildes.

oberen Rio Branco Quartär eingezeichnet. Es handelt sich dort teilweise wohl um fluviatil beeinflußte, in den oberen Schichten vielfach grobsandige Auffüllungen von Einmuldungen, die mit Savannen bedeckt sind. Während der Regenzeit staut sich das Wasser in diesen Gebieten stellenweise beträchtlich und überschwemmt weite Flächen. So ist zu verstehen, warum auf alten Karten in dem Gebiet der Serra Tumucumaque oft ein großer See eingezeichnet ist. Ähnliche, aber nicht so großflächige "Sediment"- oder Sandlinsen sind häufig auf dem stark eingeebneten Kristallin der Schilde ausgebildet. Ihre Entstehung mag unterschiedlich sein. Zumindest dort, wo sie großflächig auftreten, dürften sie sich aus den neogenen epirogenen Bewegungen erklären, die den Neigungswinkel alter Flächen auf dem Schild verändert haben. Ein deutliches Indiz für letztere sind die leicht nachweisbaren spättertiären oder pleistozänen Flußlaufveränderungen (vgl. McCONNEL 1968). Eine bedeutende Rolle mag auf den alten stabilen Flächen des Präkambrium auch die chemische Verwitterung im Verlauf des Tertiär bei entsprechenden klimatischen Gegebenheiten gespielt und nicht nur zur Einebnung, sondern auch zur Einmuldung (mündliche Mitteilung von Bremer) geführt haben. Wie weit biogene Faktoren dabei von Bedeutung gewesen sind, wie sie BAKKER (1957) für die Entstehung der sog. "Pingen" und "Orícangas" beschreibt, bleibt dahingestellt. Gewiß sind ein großer Teil der grobsandigen bis feinkiesigen Oberböden in den Savannen dieser Region durch Erosion alter Böden zu verstehen, gefördert durch ein wechselfeuchtes Tropenklima.

4.4.2. Der brasilianische Schild

Der brasilianische Schild erhebt sich wie der Guayana-Schild inselartig aus den ihn umgebenden jungen Fluß- und Küstenniederungen. Nur im östlichen Küstenbereich reichen die Hochgebiete nahe oder direkt an den Atlantik (Abb. 15). Gegenüber dem Kristallin Guayanas ist der brasilianische Schild zwar um ein Vielfaches größer und geologisch stärker differenziert, im allgemeinen aber sehr viel flacher ausgebildet. Zwei mehr oder weniger von Süd nach Nord verlaufende Bruch- und Senkungszonen, in denen sich die alte Sedimentdecke, teilweise von jungen Aufschüttungen überlagert, erhalten hat, gliedern den mächtigen Nordteil des brasilianischen Blockes in drei Sektoren. Nur der nordwestliche Teil liegt im Bereich des amazonischen Regenwaldgebietes. Die beiden anderen Blöcke, die etwa die östliche Hälfte des brasilianischen Schildes ausmachen, befinden sich außerhalb der Zone der Hylaea.

Für unsere ökologische Betrachtung Amazoniens erscheint es uns zweckmäßig, hier den nordwestlichen Bereich des brasilianischen Schildes als den "südamazonischen Schild" zu bezeichnen, da sich dieses Gebiet gegenüber dem zentralen und östlichen Teil des brasilianischen Schildes als eine gut abgrenzbare geologische und biogeographische Einheit auffassen läßt.

Der "südamazonische Schild" wiederholt fast spiegelbildlich Größe und Konturen des Guayana-Schildes, legt man die schwach von Ost nach West geneigte Bildachse in das Amazonasniederungsgebiet. Sein Relief unterscheidet sich aber wesentlich von dem des Guayana-Schildes durch seine größere morphologische Ausgeglichenheit. Nur ganz allmählich erhebt sich das kristalline Gebiet aus der Amazonasniederung, um nach Süden hin sehr langsam weiter anzusteigen. Erst auf der südlichen Hälfte, und nur außerhalb der Flußtäler, wird die 400 m Isohypse erreicht, und nur im südlichen Randgebiet, wo sich auch die Wasserscheide befindet, wird die 500 m oder gelegentlich auch die 600 m Höhenlinie auf kleinen Flächen überschritten. Der südamazonische Schild stellt also eine ausgedehnte, flach nach Norden einfallende Platte dar. Sie wird nach Norden von den rechten Nebenflüssen des Madeira und den beiden großen südlichen Zuflüssen des Amazonas, dem Rio Tapajós und dem Rio Xingú,

entwässert. Im Süden fällt der Schild steil zum Paraná-Becken (Pantanal) ab. Im Südwesten endet er, ebenfalls in einer Bruchzone, mit dem noch im kristallinen Bereich liegenden Einzugsgebiet des Rio Guapuré. Die östliche Begrenzung bilden der Rio Araguaia und der untere Rio Tocántins, die in einem z.T. jungen Bruch- und Einmuldungsgebiet nach Norden fließen.

Etwa zwei Drittel der Fläche des südamazonischen Schildes haben ihre alte Sedimentdecke verloren. An seinem Nordrand streichen, allerdings flacher als am Südrand des Guayana-Schildes, die aus dem Amazonasgraben kommenden präkambrischen und paläozoischen Sedimentformationen aus und bilden den südlichen "Karbonstreifen". Außerdem schiebt sich vom Rand der zentralamazonischen Niederung her, nur wenig südwestlich vom westlichen Ende des Karbonstreifens, ein breiter Keil präkambrischer (Uatumá) und paläozoischer (Oberkarbon) Schichten fast quer über den Schild und bedeckt weitgehend das mittlere Rio Tapajós-Gebiet. Teilweise liegt diesen alten Formationen mesozoischer (? Kreide-) Sandstein auf. Im Raum des mittleren Rio Xingú decken ebenfalls, aber nicht in solch geschlossenen Flächen wie am Rio Tapajós, Uatumá- und Oberkarbon-Schichten das Kristallin. Beide Formationen treten unterschiedlich stark außerdem auch am Ost- und Südrand des südamazonischen-Schildes in Erscheinung. Ganz im Süden liegt das Oberkarbon teilweise Devon auf. Der südöstliche und südliche Teil des Schildes wird von den das dortige Plateau bildenden mächtigen Sandsteinformationen beherrscht (u.a. Serra dos Pareçis und ihre nördlichen und östlichen Ausläufer). Sie wurden bisher meist als Kreide angesehen. Neueste Altersbestimmungen schließen ein frühpaläozoisches Alter jedoch nicht aus (vgl. Seite 95).

Die Sandsteinschichten, die das südliche Hochplateau bilden, sind weitgehend ungestört, aber, wie der gesamte Schild, schwach nach Norden abgedacht; nur der steil abfallende Südrand entwässert nach Süden. Offensichtlich ist dieser Teil des brasilianischen Schildes im Zusammenhang mit der Einmuldung des Amazonasgebietes etwas nach Norden gekippt und nur wenig herausgehoben worden. So konnte sich hier die nachkreidezeitliche Abtragung in Grenzen halten und räumte die alte Sedimentdecke nicht vollständig fort. Wie überall auf dem Kristallin des Kontinents trifft man auch auf dem südamazonischen Schildteil häufig auf die mesozoischen (rhätischen) Diabasintrusionen und -durchbrüche. Darüberhinaus scheint aber dieses Gebiet, das schon eingangs als der am frühesten konsolidierte Teil des brasilianischen Schildes herausgestellt worden war, nur an seinem Ostrand von der postkreidezeitlichen Tektonik, die den Osten des Schildes völlig umgestaltete, erfaßt worden zu sein.

Vermutlich stand das intensive tektonische Geschehen im Osten im direkten Zusammenhang mit der Entstehung des Südatlantik und schwächte sich von der Küste zum Landinnern ab. Die beiden mehr oder weniger von Nord nach Süd verlaufenden großen Bruch- und Einmuldungs-Gebiete, die den Nordteil des brasilianischen Schildes in die drei großen kristallinen Blöcke gliedern, lassen erkennen, daß die einzelnen Schollen seit dem Känozoikum (Oligozän) sich nach Osten, von Ost nach West jeweils zunehmend schwächer, geneigt haben. Von dieser jungen Entwicklung ist wesentlich der Ostrand des südamazonischen Schildteiles, das obere Rio Xingú-Gebiet, geprägt worden. Nur dort sind auf dem Südamazonas-Schild tertiäre Sedimente großflächig nachzuweisen. Es sind Barreiras-ähnliche, vermutlich pliozäne Sedimente, die eine weite, fast kreisförmige Aufschotterungsebene flach auffüllen (vgl. FITTKAU 1970). In diese weichen Ablagerungen hat sich etwa 20–30 m tief ein ausgedehntes pleistozänes Talsystem eingeschnitten. An das Einzugsgebiet des oberen Rio Xingú schließt sich nach Osten das weit von Süd nach Ost sich erstreckende junge Tal des Rio Araguaia. Sein westliches Einzugsgebiet entwässert eine dem oberen Rio Xingú-Gebiet entsprechende spättertiäre fluviatile Aufschüttungsebene, die nach Osten in die weite pleistozäne und holozäne Talsohle abfällt, in der der Hauptstrom sich in mehrere Arme verliert und hier u.a. die Ilha Bananal aufgeschüttet hat. Von West nach Ost, vom oberen Rio Xingú-Becken zum Rio Araguaia-Tal läßt sich so das Abkippen des Ostrandes des südamazonischen Schildes erkennen und eine Verlagerung der Absinkachse von West nach Ost seit dem Tertiär verfolgen (vgl. BEURLEN 1970).

Über die tertiär-quartäre Ausgestaltung des eigentlichen südamazonischen Schildes wissen wir so gut wie nichts. Bislang kann dieses Gebiet noch als der geologisch am wenigsten erforschte Großraum des südamerikanischen Kontinents gelten. Wir dürfen aber annehmen, daß, ähnlich wie auf dem Guayana-Schild, auch hier auf den Kristallin-Flächen und den Resten des alten Sedimentmantels mehr oder weniger ausgedehnte tertiäre und quartäre Einebnungsflächen und Sedimentationsräume entstanden sind und die heutige Oberfläche mitgestalteten.

Die von KING (1956) beschriebenen Einebnungsflächen (vgl. Seite 119) beziehen sich alle auf den küstennahen Teil des brasilianischen Schildes. Sie erlauben für jenes Gebiet eine schon ziemlich gute Rekonstruktion des postmesozoischen Ablaufes des geologischen Geschehens, das, wie schon angedeutet, gut mit den auf dem Guayana-Schild gewonnenen Vorstellung korreliert. Wir können also erwarten, daß auch auf dem südamazonischen Schild mehrere Phasen intensiver Abtragung im frühen und im späten Tertiär aufeinander folgten und, daß, in postpliozäner Zeit humides und weniger humides Klima, regional verschieden, miteinander abgewechselt und die jeweiligen Verwitterungsflächen unterschiedlich beeinflußt haben.

Zum Verständnis der Entstehung des Belterra-Ton-Horizonts (vgl. Seite 109,110) mag ein Hinweis auf die von MORAES (1924) aus dem Nordosten des Schildes beschriebene Serra do Martins-Formation dienen. Die Serra do Martins wird von Resten eines wahrscheinlich alttertiären, etwa 750 m hoch gelegenen Plateaus gebildet, dessen kristalline Oberfläche tiefgründig kaolinisiert ist, wobei die Kaolindecke mehrere m Mächtigkeit erreicht. Die Serra do Martins-Formation scheint durch Abtragung der Kaolin-Decke entstanden zu sein und soll zeitlich mit den Barreiras-Schichten korrelieren (KEGEL 1957). Es ist zu erwarten, daß ähnlich wie hier, auch auf den übrigen Schildgebieten nach der Kreide bei der Verwitterung kristalliner Oberflächen Kaolin gebildet wurde. Das kaolinreiche Material der amazonischen spättertiären Belterra-Ton-Schicht braucht also nicht, wie SOMBROEK (1966) vermutet, aus dem Andenraum allein zu stammen.

Zur Hylaea gehört auch noch das Gebiet östlich des unteren Rio Tocantins, das bis an den Norden von Maranhão reicht. Während der Oberkreide lagerte hier fluviatil-lakustrisches sandsteinbildendes Sediment ab. Sowohl im Norden, im Amazonasmündungsgebiet, wie auch im Süden, im Maranhão-Becken, kam es im Verlauf des Tertiär zu Abtragungen und ebenso zu ausgedehnten Absenkungen. Dazwischen wölbte sich in der Nähe der Küste die Gurupi-Schwelle auf. Wie auch im Marajó-Gebiet (vgl. Seite 100) kam es im Küstengebiet von Pará und Maranhão zu den begrenzten miozänen Meerestransgressionen, die die Pirabas-Formationen hinterlassen haben. In den küstenfernen Senkgebieten sedimentierte Alter do Chão bzw. Serie das Barreiras, teilweise noch die Pirabás-Formation überlagernd. Ähnlich, wie das eigentliche Amazonasmündungsgebiet nördlich der Ilha de Marajó, weist auch der Mündungskanal des Rio Tocantins südlich dieser Insel noch im Quartär absinkende Tendenz auf. So ist in der Baia do Pará keine Delta-Bildung zu erkennen, und die Gebiete südlich der Rio Tocantins-Mündung sind von mächtigen pleistozänen Sedimenten überlagert. In der Baia do Pará befinden sich ausgedehnte Ortsteinbildungen unter dem Meeresspiegel (KATZER 1903), die ebenfalls für ein jünges Alter dieser Bucht sprechen.

V. Zusammenfassung

Die ökologische Gliederung Amazoniens in einen zentralen Raum und ein westliches, nördliches und südliches Randgebiet geht von der Voraussetzung aus, daß in amazonischen Lebensräumen das Nährstoffangebot im allgemeinen stärker als andere ökologische Faktoren die Struktur der Ökosysteme bestimmt. Das Nährstoffangebot der Böden einer amazonischen Regenwaldlandschaft steht in engem Zusammenhang mit der Geologie und Geomorphologie des betreffenden Gebietes. Als Indikator für die geochemische Situation einer tropischen Waldlandschaft hat sich der Chemismus ihrer Fließgewässer bewährt. Zum Verständnis der geochemischen Verhältnisse der Böden und der bodennahen Gesteine und damit zum Verständnis der ökologischen Voraussetzungen in Amazonien wird man selbst bei ausreichender Berücksichtigung der klimatologischen und hydrologischen Gegebenheiten nur mit Hilfe der Geologie und Geomorphologie kommen. Da z.Z. keine moderne umfassende Darstellung der Geologie des Amazonasgebietes vorliegt, soll der Überblick über "die erdgeschichtliche Entwicklung Amazoniens" als Orientierungshilfe für geologisch interessierte Ökologen dienen. Unter Amazonien wird das äquatoriale Regenwaldgebiet Südamerikas verstanden, das vor allem die Niederungen des Amazonasbeckens einnimmt.

Das Amazonasbecken ist in seiner tektonischen Struktur vermutlich schon bald nach der endgültigen Konsolidierung des Nordteils des Guayana-brasilianischen Schildes, die vor etwa 2 000 M.J. vollzogen war, angelegt worden. Es gibt Hinweise dafür, daß damals in dem Gebiet des heutigen Amazonasbeckens ein "rift valley" sich ausbildete, das den Guayana-Schild von dem brasilianischen Schild trennte. Der Graben war schon vor 1 200 M.J. mit Sedimenten der Schilde aufgefüllt und noch im Kambrium Hochgebiet. Erst im Verlauf des weiteren Paläozoikum wurde das Gebiet des proterozoischen Amazonas-Grabens wieder ein Sedimentationsraum, der mehrfach im Bereich von Meeres-Transgressionen lag. Schwellenbildungen führten zur Untergliederung der Niederung in flache Becken, in denen unterschiedlich kontinentale und marin beeinflußte Sedimente bis zum Oberkarbon zur Ablagerung kamen. Während des Mesozoikum war das Gebiet zwischen den Schilden erneut Hochgebiet; in die paläozoischen Sedimentformationen drangen vielfach Diabase ein. Als sich während der Kreide Südamerika von Afrika zu lösen begann, war der entstehende Kontinent starken Zerrungen und Spannungen ausgesetzt, die zu Verwerfungen, Brüchen und epirogenen Krustenbewegungen führten. Dabei wurden offensichtlich proterozoische Brüche und alte tektonische Schwächezonen reaktiviert. In diesem Zusammenhang begann das Gebiet des präkambrischen Grabens wiederum abzusinken und bildete im Verlauf des Tertiär ein transkontinentales Niederungsgebiet, das vom Atlantik bis zum Pazifik reichte und, wie schon in den vergangenen Epochen, überwiegend fluviatile Sedimente von den Schilden aufnahm. Die spätere Auffaltung der Anden verhinderte eine Zweiteilung Südamerikas und förderte die weitere Auffüllung des amazonischen Senkgebietes mit Erosionsmaterial. Schon im Miozän-Pliozän scheint das Amazonasbecken seine heutige Ausprägung erlangt und der Ur-Amazonas zum Atlantik entwässert zu haben. An der Wende zwischen Pliozän-Pleistozän, vermutlich im Calabrium, kam es im Zusammenhang mit einem hohen eustatischen Meeresspiegelanstieg zu einer Überflutung der amazonischen Niederung, während der sich Tonsedimente, vor allem in der Osthälfte des Amazonasbeckens, ablagerten. Als Belterra-Ton bezeichnet bilden sie heute mit einer bis zu 65 m mächtigen Decke das Planalto Unteramazoniens. Während der glazialen Meeresspiegeltiefstände gruben sich der Amazonas und seine Nebenflüsse breite Täler in die tertiären Sedimente des Amazonasbeckens. Während der interglazialen Meeresspiegelhochstände, die im Verlauf der Eiszeit bekanntlich an Höhe abnahmen, wurden die Täler wieder aufgefüllt und hinterließen Terrassen, die zumindest am unteren Amazonas und seinen Zuflüssen mit denen der Atlantikküste übereinstimmen. Der heutige geomorphologische Aufbau des amazonischen Niederungsgebietes ist jedoch nicht nur durch die glazialeustatischen Meeresspiegelschwankungen und den Wechsel von feuchtem und weniger feuchtem Klima während der Interglaziale bzw. Glaziale, sondern auch von epirogenen Krustenbewegungen geprägt worden. Offensichtlich halten die epirogenen Bewegungen seit dem Pleistozän noch in weiten Regionen an und gestalten tiefgreifend die Landschaft.

VI. Resumo

A estruturação ecológica da Amazônia em uma zona central e em regiões marginais ocidental, setentrional e meridional parte da experiência de que, de maneira geral, a oferta de nutrientes em biótopos amazônicos determina a estrutura dos ecossistemas mais fortemente do que outros fatôres ecológicos. A oferta de nutrientes dos solos de uma paisagem de mata pluvial amazônica está em estreita relação com a geologia e a geomorfologia da região considerada. Como indicador da geoquímica de uma paisagem de mata tropical, o quimismo de seus corpos d'água corrente revelou-se eficiente. Sòmente chegar-se-á a uma compreensão das condições geoquímicas dos solos e das rochas próximas a êste, e com isto à compreensão das condições ecológicas da Amazônia, com auxílio da geologia e da geomorfologia, mesmo levando-se em conta suficientemente os fatos climatológicos e hidrológicos. Como não existe atualmente uma descrição compreensiva da geologia da Região Amazônica, esta visão geral do "desenvolvimento histórico-geológico da Amazônia" poderá ser um auxílio na orientação de ecólogos geològicamente interessados. Sob o têrmo Amazônia entende-se a região de mata pluvial equatorial da América do Sul o, que cobre principalmente as planícies da Bacia Amazônica.

Quanto à sua estrutura tectônica, a Bacia Amazônica teve as suas origens provàvelmente logo após a consolidação definitiva da porção norte do Escudo Guiano-Brasileiro, que teve lugar há aproximadamente 2.000 milhões de anos. Há indícios de que na região da atual Bacia Amazônica se formou naquela época um "rift valley" que separava o Escudo das Guianas do Escudo Brasileiro. Já há 1.200 milhões de anos a fossa estava preenchida com sedimentos dos escudos, e ainda no Cambriano era região elevada. Só no decorrer do restante Paleozóico a região da fossa amazônica proterozóica voltou a ser novamente uma área de sedimentação, que diversas vêzes esteve sob domínio de transgressões. Formações de dorsos ("Schwellen") levaram a uma subdivisão da planície em diversas bacias, nas quais sedimentos de influência distintamente continental ou marinha chegaram a se depositar até o Carbonífero superior. Durante o Mesozóico a região entre os escudos foi de novo região elevada; nas formacões sedimentares paleozóicas ocorreram repetidas vêzes intrusões de diabásio.

Quando a América do Sul começou a se separar da África durante o Cretáceo, o continente em formação estava sujeito a fortes distensões e tensões, que levaram a falhas, fraturas, e movimentos epirogênicos. Com isso, fraturas proterozóicas e velhas zonas tectônicas de fraqueza foram certamente reativadas. Com relação a isto, a região da fossa précambriana começou novamente a afundar e formou, no decorrer do Terciáro, uma região de planície transcontinental que se estendeu do Atlântico ao Pacífico, e que recebeu sedimentos essencialmente fluviais. O posterior dobramento dos Andes impediu uma bidivisão da América do Sul e favoreceu novo preenchimento da região de abaixamento com material de erosão. Parece que já no Mioceno-Plioceno a Bacia Amazônico atingiu mais ou menos a sua conformação atual, e que o Amazonas primordial desaguou no Atlântico.

No limite entre Plioceno e Pleistoceno, provàvelmente no Calábrio, ocorreu, em relação a uma grande elevação eustática do nivel do mar, uma inundação da Baixada Amazônica durante a qual se depositaram sedimentos argilosos principalmente na metade oriental da Bacia Amazônica. Sob a denominação de Argila de Belterra formam hoje o Planalto do Baixo Amazonas, com uma espessura de até 65 m. O Amazonas e seus tributários escavaram profundos vales nos sedimentos terciários da Bacia Amazônica durante os baixos níveis do mar glaciais. Durante os altos níveis do mar interglaciais que conhecidamente diminuiram no decorrer da glaciação, os vales foram novamente preenchidos e deixaram terraços que coincidem pelo menos no Baixo Amazonas e seus afluentes com as das costas do Atlântico. A atual formação geomorfológica da região planiciária amazônica não foi porém caracterizada pelas oscilações glaciais do nivel do mare e a alternância de clima úmido e menos úmido durante a interglaciação resp. glaciação, mas também pelos movimentos epirogênicos da costa. Certamente os movimentos epirogênicos se mantêm em largas regiões desde o Pleistoceno, e conformam aí intensamente a paisagem.

VII. Literatur

AB'SABER, A.N. (1967): Problemas geomorfológicos da Amazônia Brasileira.– Atas do Simposio sôbre Biota Amazônica 1 (Geologia): 35–67

ANONYMUS (1969): Os solos da área Manaus–Itacoatiara.– IPEAN, Série Estudos e Ensaios 1, Manaus

BAKKER, J.P. (1957): Zur Entstehung von Pingen, Oriçangas und Dellen in feuchten Tropen, mit besonderer Berücksichtigung des Voltzberggebietes (Surinam).– Abh. geogr. Inst. Univ. Berlin 5:7–20

BERROCAL, I., E.A. LADEIRA e S. FARIA (1970): Anomalia tectônica na Bacia Amazônica detectada pelos SAAS.– 25. Congr. Bras. Geologia. Resumos. Bol. Esp. 1, São Paulo

BEURLEN, K. (1970): Geologie von Brasilien.– Beiträge zur regionalen Geologie der Erde. Berlin-Stuttgart
BEURLEN, K. (1971): Das geologische Alter der Roraima-Serie (Guayana-Block).– Neues Jb. Geol. Paläont. Mh. 5:261–264
BIGARELLA, J.J. (1964): Variações climáticas no Quaternário e suas implicações no revestimento floristico do Paraná.– Bol. Paranaense Geogr. n.s. 10–15: 211–231
BIGARELLA, J.J. (1965): Subsídios o estudo das variações de nivel oceânico no quaternário brasileiro.– An. Acad. bras. Cienc. 37: 263–278
BIGARELLA, J.J. and G.O. ANDRADE (1965): Contribution to the study of the Brazilian Quarternary.– Bull. geol. Soc. Am. spec. papers 84:433–451
BIGARELLA, J.J., M.R. MOUSINHO and J.X. SILVA (1965): Processes and environments of the Brazilian Quarternary Symposium and old climate processes and environments.– 7 INQUA Congress, Fairbanks. Imprensa da Univ. do Paraná (2nd ed. 1969 –McGill–Queens University, Canada)
BISCHOFF, G. (1963a): Zur Geologie des Amazonasbeckens. Ergebnisse geologischer Flußkartierungen an der Nordflanke des mittleren Amazonas.– Geol. Jb. 80:771–794
BISCHOFF, G. (1963b): Mitteilungen zur Geologie des Territoriums Acre im Grenzgebiet von Brasilien und Peru.– Geol. Jb. 80:795–800
CABRERA, A. e J. YEPES (1940): Mamiferos Sud-Americanos.– Buenos Aires, Compania Argentina de Editores
CARTE GÉOLOGIQUE de l'Amerique du Sud 1964.– Commission de la carte géologique du monde
CORDANI, U.G., G. AMARAL and K. KAWASHITA (1973): The Precambrian evolution of South America.– Geol. Rdsch. 62:309–317
CORDANI, U.G., G.E. MELCHER and F.F.M. de ALMEIDA (1968): Outline of the Precambrian geochronology of South America.– Can. J. Earth Sc. 5:629–632
DAMUTH, J.E. and FAIRBRIDGE (1970): Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and ice-age aridity in tropical South America.– Bull. Geol. Soc. Am. 81:189–206
DENIS, P. (1927): Amerique du Sud.– Col. Geographie Universelle 15, Paris
DUCKE, A. and G.A. BLACK (1953): Phytogeographical notes on the Brazilian Amazon.– Anais Acad. bras. Cienc. 25:1–46
EGLER, W. and H.O. SCHWASSMANN (1962): Limnological studies in the Amazon estuary.– Bolm. Mus. para. Emilio Goeldi Hist. nat. Ethnogr., N. Série, Avulsa 1:2–25
FAIRBRIDGE, R.W. (1962): World sea-level and climatic changes.– Quaternaria 6:111–134
FITTKAU, E.J. (1964): Remarks on limnology of central Amazon rain forest streams.– Verh. inter. Ver. Limnol. 15:1092–1096
FITTKAU, E.J. (1967): On the ecology of Amazonian rain forest streams.–Atas do Simpósio sôbre a Biota Amazônica 3 (Limnologia): 97–108
FITTKAU, E.J. (1969): The fauna of South America.– In: E.J. Fittkau, J. Illies, H. Klinge, G.H. Schwabe and H. Sioli (eds.): Biogeography and Ecology In South America Vol. 2:624–658; Monographiae Biologicae 19. The Hague, Dr. W. Junk N.V. publishers
FITTKAU, E.J. (1970a): Esboço de uma divisão ecologia da Região Amazônica.– In: I.M. Idrobo (ed.) Symposio y Foro de biologia tropical Amazônica, Asociacion pro Biologia Tropical: 365–372. Editoral Pax, Bogota
FITTKAU, E.J. (1970b): Limnological conditions in the headwater region of the Xingú River, Brazil.– Trop. Ecol. 11: 20–25
FITTKAU, E.J. (1971): Ökologische Gliederung des Amazonasgebietes auf geochemischer Grundlage.– Münster Forsch. Geol. Paläont. 20/21:35–50
FRAKES, L.A. and E.M. KEMP (1972): Influence of continental positions on early tertiary climates.– Nature 240:97–100
GERY, J. (1969): The freshwater fishes of South America.– In: E.J. Fittkau et al. (eds.): Biogeography and Ecology in South America Vol. 2:828–848; Monographiae Biologicae 19. The Hague, Dr. W. Junk N.V. Publishers
GRABERT, H. (1964): Klimazeugen im Paläozoikum Brasiliens.– Geol. Rdsch. 54:165–192
GRABERT, H. (1967a): Sôbre o desaguamento natural do sistema fluvial do Rio Madeira desde a construção dos Andes.– Atas do Simposio sôbre Biota Amazônica 1 (Geologia):209–214

GRABERT, H. (1967b): Ergebnis und Ausdeutung radiometrischer Untersuchungen an Graniten des Brasilianischen Schildes.– Neues Jb. Paläont. Mg. 5:268–281
GRABERT, H. (1971a): Die prä-andine Drainage des Amazonas-Stromsystems.– Münster Forsch. Geol. Paläont. 20/21:51–61
GRABERT, H. (1971b): Die Wasserfallstrecke des Rio Madeira (Territorium Rondônia, Brasilien) als Rest einer vortertiären Wasserscheide zwischen dem Atlantik und dem Pazifik.– Z. Gesellsch. Erdk. Berlin 102:53–76
GREVE, L. de (1938): Eine Molluskenfauna aus dem Neogen von Iquitos am oberen Amazonas in Perú.– Abh. schweiz. paläont. Ges. 61:1–18
GOUROU, P. (1949a): Observações geographicas na Amazônia. I.– Revta. bras. Geogr. 11: 355–408
GOUROU, P. (1949b): Amazonie (Problémes geographiques).– Les Cahiers d'outre mer 2, Bordeaux
GUERRA, A.T. (1959): Estrutura Geológica. Relêvo e Litoral.– In: A.T. Guerra: Grande Regiâo Norte.– Biblioteca geográfico Brasileira 15, Rio de Janeiro
GUIMARÃES, D. (1964): Geologia do Brasil. Rio de Janeiro
GUIMARÃES, D. (1971): Gênese da Bacia Amazônica.– Div. Geol. Miner. 149: 1–9
HAFFER, J. (1969): Specification in Amazonian forest birds.– Science 165: 131–137
HAFFER, J. (1970): Artentstehung bei einigen Waldvögeln Amazoniens.– J. Orn. 111:285–331
HAMMEN, T. van der (1961): The quarternary climatic changes of northern South America.– Ann. N. York Acad. Sci. 95:676–683
HAMMEN, T. van der (1963): Problems of quarternary Botany in the tropics (with special reference to South America).– Ber. Geobot. Inst. ETH. Zürich 34:62
HAMMEN, T. van der (1968): Climatic and vegetational succession in the equatorial Andes of Columbia.– Colloquium Geogr. 9:187–194
HAMMEN, T. van der (1972): Changes in vegetation and climate in the Amazon basin and surrounding areas during the Pleistocene.– Geologie en Mijnbour 51:641–643
HAMMEN, T. van der and T.A. WIJMSTRA (1964): A palynological study on the Tertiary and Upper Cretacious of British Guiana.– Leid. Geol. Meded. 30:183–241
HARRINGTON, H.J. (1962): Paleogeographic development of South America.– Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. 46:1773–1814
HUECK, K. und P. SIEBERT (1972): Vegetationskarte von Südamerika.– Vegetationsmonographien der einzelnen Großräume. G. Fischer Verlag, Stuttgart
JAMES, P.E. (1959): The geomorphology of eastern Brazil as interpreted by Lester C. King.– Geogr. Rev. 49:240–246
JENKS, W.F. et al. (1956): Handbook of South American geology; an explanation of geology map of South America.– Geol. Soc. Amer. Memoir. 65:3785
KATZER, F. (1903): Grundzüge der Geologie des unteren Amazonas-Gebietes.– Leipzig
KEGEL, W. (1957): Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio Grande do Norte.– DNPM, Div. Geol. Miner. Bol. 170: 52 pp.
KING, L.C. (1956): Geomorphologia do Brasil oriental.– Revta. bras. Geogr. 18:147–265
KING, L.C. (1957): A geomorphological comparison between eastern Brazil and Africa (Central and Southern).– Q. Jl. geol. Soc. London 112:445–474
KING, L.C. (1967): The morphology of the earth.– Edinburgh, 2nd Ed.
KLAMMER, G. (1971): Über plio-pleistozäne Terrassen und ihre Sedimente im unteren Amazonasgebiet.– Z. Geomorph. N.F. 15:62–106
KRÖMMELBEIN, K. (1961): Stratigraphische Probleme in den wichtigsten Erdöl-Aufschlußgebieten Brasiliens.– In: Erdöl Kohle Erdgas Petrochemie 14:893–900
LANGE, F.W. (1967): Subdivisão biostratigrafica e revisão da coluna silurodevoniana da bacio do Baixo Amazonas.– Atas do Simposio sôbre Biota Amazônica 1 (Geologia): 215–300
LEITÃO, C. de M. (1946): As zonas de fauna da America tropical.– Rev. bras. Geogr. 71–114
LEINZ, V. (1949): Pequenas notas geológicas e petrograficas sôbre Território de Amapá.– Mus. Nac. Rio de Janeiro, Bol. série Geol. (7): 18 pp.
LOCZY, L. de (1963): Paleogeography and history of the geological development of the Amazon Basin.– Jb. Geol. Bundesanstalt 106:449–502
LOCZY, L. de (1966): Contribuiçőes á paleogeographia e história do desenvolvimento geológico da bacia do Amazonas.– Dep. nac. Prod. Min. Div. Geol. Min. Bol. 223: 1–69

LOCZY, L. de (1968): The Brazilian block and the Gondwanaland problem.– Acad. Bras. Ciênc. An. 40, Supl.: 325–331
LOCZY, L. de (1969): Tectônismo transversal na constituição de América do Sul e a importância econômica das falhas transcorrentes.– Mineração Metalurgia 50: 273–280
LOCZY, L. de (1970): Contribuições a constituição geotectônica dos Andes.– Inst. Geociências, Geologia Bol. 4
LOCZY, L. de (1973): Some problems of the tectonic framework of the Guiana shield with special regard for the Roraima Formation.– Geol. Rdsch. 62: 318–342
LOEWENSTEIN, Pedro, Octavio Ferreira da Silva, et al. (1969): Bibliografia índice da geologia da Amazônia legal Brasileira, 1641–1964.– Museu Paraense E. Goeldi, Publ. Alvulsas 11. Belém, 281 pp.
LUDWIG, G. (1966): Probleme im Paläozoikum des Amazonas- und des Maranhão-Beckens in erdölgeologischer Sicht.– Erdöl Kohle Erdgas Petrochemie 19:798–809
LUDWIG, G. (1968): Die geologische Entwicklung des Marajó-Beckens in Nordbrasilien.– Geol. Jb. 86:845–878
LUDWIG, G. und H. MÜLLER (1968): Zur Frage der präkarbonischen Diskordanz im Maranhão-, Tucano- und Jatobá-Becken (Brasilien).– Geol. Jb. 85: 497–516
MABESSONE, J.M. (1966): Relief of north eastern Brazil and its correlated sediments.– Z. Geomorph. 10:419–453
MABESSONE, J.M. (1967): Sedimentos correlativos do clima tropical.– Atas do Simposio sôbre Biota Amazônica 1 (Geologia): 327–337
MACHENS, E. (1971): Zur Frage der Kontinentalbeziehungen zwischen Westafrika und NE-Brasilien/ Guayana.–Münster. Forsch. Geol. Paläont. 20/21:149–197
MARBUT, C.F. and C.B. MANIFOLD (1925): The topography of the Amazon valley.– Geograph. Rev. 15:617–642
MARBUT, C.F. and C.B. MANIFOLD (1926): The soils of the Amazon basin in relation to agricultural possibilities.– Geograph. Rev. 16:414–442
McCONNEL, R.B. (1959): Fossils in the North Savannas and their significance in the search for oil in British Guiana.– J. Roy. Agric. Comm. Soc., British Guiana: Timehri No. 38:65–85
McCONNEL, R.B. (1966): Notes on the erosion levels and geomorphology of British Guiana.– Trans. Third Caribbean geol. Conf. Kingston, Jamaica 1962. Geol. Surv. Dept. Jamaica: 151–159
McCONNEL, R.B. (1968): Planation surfaces in Guayana.– Geogr. J. 134:506–520
McCONNEL, R.B., E. WILLIAMS, R.T. CANNON and N.J. SNELLING (1964): A new interpretation of the geology of British Guiana.– Nature 204:115–118
MENDES, J.C. (1957): Notas sôbre a bacia sedimentar amazonica.– Bolm. paul. Geogr. 26: 3–37
MENDES, J.C. (1967): Evolução geológica da Amazônia. Breve histórico das pesquisas.– Atas do Simposio sôbre Biota Amazônica 1 (Geologia): 1–9
MESNER, J. and L.C.P. WOOLDRIDGE (1964): Maranhão paleozoic basin and cretaceous coastal basins, north Brazil.– Bull. Ass. Petrol. Geol. 48:1475–1512
MORAES, L.J. (1924): Serras e montanhas do Nordeste.– Ministério da Viação e Obras Públicas, IFOCS, Publ. 58, Série I.D., Rio de Janeiro
MORALES, L.G. (1959): General geology and oil possibilities of the Amazonas basin, Brazil.– Proc. 5th World Petroleum Congr. New York – Sect. 1, 51:925
MORALES, L.G. (1960): Geologia geral e possibilidades petrolíferas da Bacia Amazônica no Brasil.– Bolm. Inst. Brasil. Petrôl. 2: 2–13
MOUSINHO de MEIS, M.R. (1968): Considerações geomorphológicas sôbre o Medio Amazonas.– Geogr. Rev. Brasil. 30:3–20
MOUSINHO de MEIS, M.R. (1971a): Upper Pleistocene-Holocene geomorphology and stratigraphy of the Middle Amazon.– Heidelb. geogr. Arb. 34: 83–97
MOUSINHO de MEIS, M.R. (1971b): Upper Quarternary process changes of the Middle Amazon area.– Bull. geol. Soc. Am. 82: 1073–1078
MÜLLER, P. und J. SCHMITHÜSEN (1970): Probleme der Genese südamerikanischer Biota.– In: Deutsche geographische Forschung in der Welt von heute.– Festschrift für Erwin Gentz: 109–122, Kiel
OLIVEIRA, A.J. e O.H. LEONARDOS (1943): Geologia do Brasil 2. Ed. Rio de Janeiro
PFLUG, R. (1967): Physikalische Altersbestimmungen aus dem brasilianischen Schild.– Tectonophysicus 5:381–411
PUTZER, H. (1968): Tertiäre Lignite im interandinen Graben von Ecuador als Beispiel für syn-orogene Kohlebildung in intramontanen Becken.– Geol. Jb. 85:461–488
POSADAS, V.C.I.G. (1966): R6/5r whole rock age in the Imatacá complex, Venezuela.– Mass. Inst. Technol. Ann. Progr. Rept. 14:17–24
REINKE, R. (1962): Das Klima Amazoniens.– Dissertation Math. naturw. Fakultät Univ. Thubingen 102 S., 5 Karten
SAKAMOTO, T. (1957): Trabalhos sedimentológicos e geomorphológicos e pedogenéticos referentes à Amazônia.– (Report) Missão FAO-SPVEA, Belém
SAKAMOTO, T. (1960): Rock weathering on "Terras Firmes" and deposition on "Várzeas" in the Amazon.– J. Fac. Sci. Tokyo Univ., Sec. II. 12: 155–216
SIMPSON-VUILLEUMIER, B. (1971): Pleistocene changes in the flora of South America.– Science 173: 771–780
SIOLI, H. (1950): Das Wasser im Amazonasgebiet.– Forschungen und Fortschritte 26:274–280
SIOLI, H. (1953): Schistosomiasis and limnology in the Amazon region.– Am. J. trop. Med. Hyg. 2: 700–707
SIOLI, H. (1954a): Betrachtungen über den Begriff der "Fruchtbarkeit" eines Gebietes anhand der Verhältnisse in Böden und Gewässern Amazoniens.– Forschungen und Fortschritte 28:65–72
SIOLI, H. (1954b): Gewässerchemie und Vorgänge in den Böden im Amazonasgebiet.– Naturwissenschaften 41:456–457
SIOLI, H. (1955): Die Bedeutung der Limnologie für die praktische Erforschung wenig bekannter Großräume zu praktischen Zwecken, anhand der Erfahrungen im Amazonasgebiet.– Forschungen und Fortschritte 29:73–84
SIOLI, H. (1957): Sedimentation im Amazonasgebiet.– Geol. Rdsch. 45:608–633
SIOLI, H. (1964): General features of the limnology of Amazonia.– Verh. inter. Ver. Limnol. 15: 1053–1058
SIOLI, H. (1965): Bemerkungen zur Typologie amazonischer Flüsse.– Amazoniana 1:74–82
SIOLI, H. (1968): Zur Ökologie des Amazonas-Gebietes.– In: Fittkau et al. (eds.) Biogeography and Ecology in South America Vol. 1:137–170; Monographiae Biologicae 18, The Hague. Dr. W. Junk N.V. Publishers
SNELLING, N.I. (1963): Age of the Roraima Formation, British Guiana.– Nature 198:1079–1080
SNELLING, N.I. and R.B. McCONNEL (1969): The geochronology of Guayana.– Proc. 7th Guiana geol. Conf. Paramaribo
SOARES, L.C. (1950): Observações sôbre a morfologia e margens do Baixo Amazonas e Baixo Tapajós.– C.R. Congr. Intern. Geogr. Lisbonne 2: 748–761
SOMBROEK, W.G. (1966): Amazon soils.– Wageningen, 292 pp.
STERN, K.M. (1970): Der Casiquiare-Kanal, einst und jetzt.– Amazoniana 2:407–416
STERNBERG, H. O'R. (1950): Vales Tectônicos na planicie Amazônica? Revta. bras. Geogr. 12: 511–534
TANNIER, W.F. (1968): Tertiary sea level symposium. Introduction.– Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 5. Amsterdam, Elsevier
TROELSEN, I.C. (1964): Biostratigraphy of the Marajó Basin.– Petrobrás-SEO, Rep. 556 A, Belém
ULE, E.H.G. (1908): Die Pflanzenformationen des Amazonas-Gebietes. Pflanzengeographische Ergebnisse meiner in den Jahren 1900–1903 in Brasilien und Peru unternommenen Reisen.– Bot. Jahrbücher 40:114–172, 398–443
VANZOLINI, P.E. (1970): Zoologica sistematica geographica e a origem das espécies.– IG, Série Tesès e Monografias No. 3, Univ. São Paulo, Inst. Geogr. 56 pp.
WENSINK, J.J. (1968): The Emma range in Surinam. A study of physical geographical problems, including the morpho-tectonicae evolution and weathering phenomena.– Academisch Proefschrift, Univ. Amsterdam, 159 pp.
WIJMSTRA, T.A. (1971): The palynology of the Guiana costal basin.– Thès. Univ. Amsterdam (ed. de Kempenae, Oestgeest)
WIJMSTRA, T.A. and T. van der HAMMEN (1966): Palynological data on the history of tropical savannas in northern South America.–Leid. Geol. Meded. 38: 71–90

WILHELMY, H. (1957): Eiszeit und Eiszeitklima in den feuchttropischen Anden.– Petermanns geogr. Mitt. Ergänzhft. 262:281–308
WILLIAMS, E., R.T. CANNON and R.B. McCONNEL (1967): The folded precambrian of northern Guayana related to the geology of the Guiana shield.– Geol. Surv. Guayana Records 5:1–60
WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär.– Handbuch der stratigraphischen Geologie 2. Stuttgart
ZEUNER, F.E. (1959): The Pleistocene Period.– London

Anschrift des Autors:

Dr. E.J. Fittkau
Max-Planck-Institut für Limnologie
Abteilung Tropenökologie
D–2320 Plön (Holstein)
BR Deutschland

Zum Druck angenommen im Januar 1974